GEOLOGISKA FÖRENINGENS
I STOCKHOLM
FÖRHANDLINGAR.
BAND 57. HÄFT. 2. N:o 401.

Peridotites, Serpentines, and Soapstones of Northern Sweden,
with special reference to some occurences in Northern Jämtland.

By

TORSTEN DURIETZ.

(M. S. received $^{15}/_{2}$ 1935)

INDEX:

Page
Preface 134
Introduction 134
Petrological description 138
I Relatively fresh rocks 138
1 Dunitic rocks 140
Junsterklumpen 140
2 Saxonitic dunites 142
a Vuoka Ruopsok 142
b Säkok Ruopsok 146
c Rautats 149
d Paije Sartajaure 152
3 The Kall peridotite 152
4 Wherlitic and lherzolitic peridotites 154
a Laxfjället (diopside rock) 154
b Klinten (-Valovardo) 154
c Aunevare 154
d Övervattsberget 155
e Friningen (garnet-peridotite) 155
II Altered rocks 157
A Soapstone 157
1 The geology of some occurrences in Frostviken 157
a The region round Muruhatten-Lillfjället 160
Muruhatten 164
Säterberget 194
b Junsternäset 196
c Lermon 200
2 Handöl 203
3 Laisholm 208
4 Sråttekjaure 213
B Asbestos veins 218
C The serpentines of Graipesvare with a brief description of the district 220
Discussion of results 234
I Primary composition of the peridotites 234
II Transformations 235
1 The development of the soapstones and the rocks around 235
2 Comparison with some other descriptions of soapstones and related rocks 242
3 Serpentinization 245
Summary 255
Index of analyses 258
Bibliography 259

Preface.

In publishing the results of this investigation the author begs to express his gratitude to all those who have promoted the work or contributed to it.

In the first place, the author wishes to convey his thanks to Professor P. QUENSEL, who first introduced him to the geological problems of the Västerbotten mountains, and has since assisted him with material and valuable advice.

Professor H. BACKLUND of Upsala has rendered much assistance. Dr. H. v. ECKERMANN has taught the author to use the universal stage.

Many problems have also been discussed with Dr. A. HÖGBOM, Mr. J. EKLUND, Dr. N. MAGNUSSON, Dr. O. KULLING and Dr. G. BESKOW.

Most of the chemical analyses have been made by Mr. R. BLIX and Dr. N. SAHLBOM, and the rock slices have been prepared by S. G. HEDLUND.

Rock specimens gathered by FR. SVENONIUS and others for the collections of the Geological Survey of Sweden have been placed at the author's disposal, for which his thanks are due to the Geological Survey — Director Dr. A. GAVELIN and Dr. A. H. WESTERGÅRD.

Contributions to the field-work have been received from Svenska Turistföreningen and C. F. Liljevalch J:r's Scholarship fund.

The English text has been corrected by Lieutenant-colonel A. POIGNANT.

Introduction.

Peridotites in Sweden were first mentioned by A. E. TÖRNEBOHM in 1877 from Kittelfjäll (42). Somewhat later several occurrences were briefly described by FR. SVENONIUS from Jämtland, Västerbotten and Norrbotten (39, 40, 41). The rock samples of SVENONIUS were petrographically described by F. EICHSTÄDT (10) in 1884. He distinguished seven different groups, viz.: I. Enstatite-hornblende-olivine rock, II. Enstatite-kämmererite-olivine rock, III. Enstatite-olivine rock, IV. Hornblende-olivine rock, V. Kämmererite-olivine rock, VI. Simple olivine rock, and, as a separate group, secondary serpentine rocks. The description was good, though entirely petrographic.

An account of the peridotites and serpentines of Jämtland is given with the geologic maps of that region by A. E. TÖRNEBOHM (43) and A. G. HÖGBOM (26).

The peridotites have since hardly been examined until Västerbotten (S. Lappland) was mapped petrologically by H. BACKLUND,

P. QUENSEL and others. The map of the area was published in 1929 (2). A short description of the peridotites and other rocks was previously published by H. BACKLUND (1). Different parts of this region have been described by A. HÖGBOM (25), G. BESKOW (4), and O. KULLING (28).

A regional investigation of the peridotites was suggested to the author by Prof. P. QUENSEL in 1924. Some well known occurrences of peridotites and serpentines in Norrbotten and Västerbotten were thus visited in 1925 and others in Jämtland 1926. 1930 and 1931 the author investigated the metamorphism of the peridotites and the geologic conditions in this connexion. The geology of the soapstones has especially been studied.[1] Some occurrences in Frostviken in Northern Jämtland are well exposed, and have therefore been examined in detail. For comparison, some other soapstone occurrences in Southern Jämtland and Västerbotten will also be described.

In the Swedish portion of the Caledonian mountain range the peridotites are of common occurrence in some parts of it, both in the phyllitic or »köli» region in the west and in the highly metamorphic or »seve» region (according to TÖRNEBOHM's and A. G. HÖGBOM's nomenclature[2]) east of this.

The peridotites appear chiefly as oval and lenticular outcrops a few meters to a kilometer or more in length, their width is generally much less. The direction of the bodies is almost always parallel to the schistosity of the surrounding rocks, and they are sometimes visibly foliated. In Västerbotten their occurrences can be seen in the large map (2) as well as in the district maps of the separate regions. The best known localities in Jämtland are represented schematically in HÖGBOM's regional map (26). With respect to the Norrbotten occurrences reference is made to the publications of SVENONIUS (39, 40 41). In this paper, peridotite occurrences are exhibited in the maps of the Graipesvare region in southern Västerbotten (p. 222, fig. 41), of Frostviken (plate 2), and in certain detail maps of the same area. The general appearance and tectonic condition of the peridotites will be described in connexion with these maps.

The ultrabasic rocks are easily recognized by their reddish to yellow tints on the weathered surfaces which sometimes are emphasized by red lichens or algae. Most of the ridges are thus named after their reddish colour. The peridotites generally appear as knobs above the surrounding rocks owing to their less rapid weathering. They are mostly barren owing to the extremely sterile nature of the covering soil.

---

[1] A lecture on this subject by the author is summarized in this journal for 1931, p. 541.

[2] In its petrographic significance.

As to the age of the ultrabasic rocks, they have lately generally been considered the oldest igneous rocks (except the Pre-Caledonian) of this as of other mountain ranges. In the western phyllitic regions, where the age relationships are less difficult to ascertain, both H. Backlund and A. Högbom have pointed out that the peridotites do not occur in the syncline extending northwards from the western parts of Lake Kultsjön (2, 25). The border of this syncline is marked by the Vojtja conglomerate (named by P. Quensel (36) in 1922). O. Kulling, who has closely investigated the region Björkvattnet-Virisen, has found determinable fossils, and has been able to fix the age of the limestone horizon close to the Vojtja conglomerate as lowermost Silurian, or etage 5b of the Norwegian Cambro-Silurian. He also points out that the peridotites are older than this horizon, and considers them the oldest rocks in this region. He regards them as Pre-Ordovician or lower Ordovician (28).

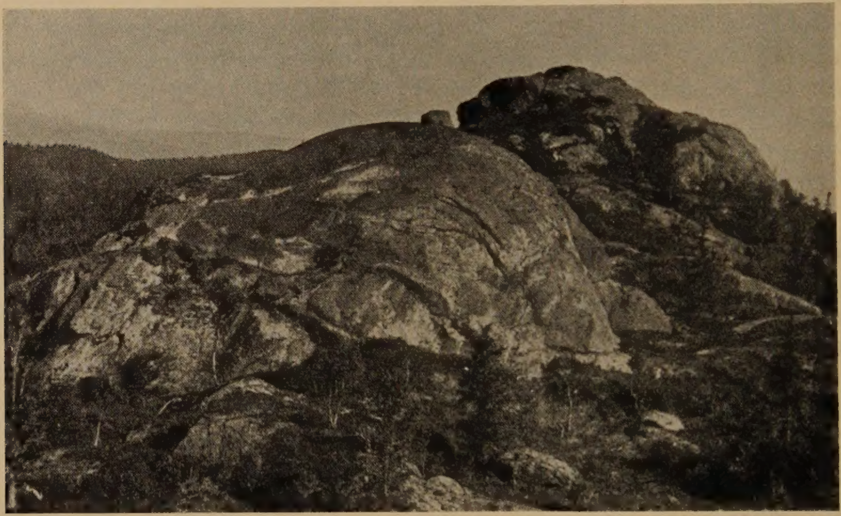


Fig. 1. Typical outline of a peridotite rock, viz. Muruhatten.

The present writer has examined the continuation of the Vojtja conglomerate S of the Björkvattnet—Virisen region, towards the western part of Lake Kultsjön up to the area described by A. Högbom (25). The author has thus never observed any peridotites on the W side of the Vojtja conglomerate in the Lake Ransaren syncline, at least where the tectonic conditions are certain. The circumstances will be accounted for in connexion with the description of the Graipesvare region, and the similar conditions at the syncline of Western Frostviken will be dealt with in the description of that district.

H. BACKLUND (1, p. 174) has observed pebbles of peridotite in the Vojtja conglomerate at Storjola in Frostviken, which further strengthen the age relationship of the ultra-basic rocks. Consequently the author considers the peridotites in the phyllitic region of Pre-Silurian age intruded in the gray or black phyllites below the Vojtja horizon (or the Portfjäll conglomerate horizon in Frostviken, which is supposed to be the equivalent of the Vojtja conglomerate of Västerbotten). As to the peridotites of the more metamorphic regions E of the phyllitic zone, their age relationships are difficult to decipher. The close connexion with the peridotites of the less metamorphic areas, and the fact that the peridotites can be followed almost continuously, outcrop by outcrop, from the phyllitic zone up to the mica-schists and gneisses, incline the author to consider them all of the same age, at least in the areas investigated by him. The Norwegian occurrences will not be discussed here, nor the Ruoutevare occurrences in Norrbotten.

The relations of the peridotites to the other igneous rocks in the Frostviken metamorphic area will be mentioned in the description of that region.

As to the petrography of the peridotites and their derivates, which is the main subject of this paper, the general petrography of the primary rocks will first be shortly described, and special types from different areas will then be treated separately. For the purpose of the geological description of the more metamorphic derivates, a region in the parish of Frostviken in Northern Jämtland will be exhaustively described, and special attention given to the genesis of the soapstone or steatite[1]. (The rock name soapstone will preferably be used here). For comparison, some other regions will be discussed later. The serpentinization will be dealt with separately, and the district of Graipesvare in Västerbotten will be used for a description of typical serpentine rocks.

The molecular proportions given with the analyses in this paper are quoted from H. v. ECKERMANN[2]. Where the norm is calculated, however, H. WASHINGTON's Tables[3] have been used.

The refraction indices of a great number of minerals have been measured, usually by immersion in liquids and examination of the Becke line. In this case the results are given with three decimals. The numbers quoted as reliable are correct within a limit of ± 0.002. In some instances the measurements were more difficult, and are then given within a limit of 0.003. Polished plates were employed for the determinations of the refraction indices of most of the analyzed minerals and a few others, and the indices were determined direct by refractometer. These values are given with four decimals (a limit of error is not given).

---

[1] Of American nomenclature.
[2] H. v. ECKERMANN, Molecular proportions, Upsala 1925.
[3] H. WASHINGTON, U. S. G. S. P. P. 99, 1917.

Optic axial angles were measured on a Leitz universal stage (several determinations for each value) with the exception of the small angles of chlorites, talc etc. of which the apparent axial angle 2E was ascertained. The extinction directions of pyroxenes and amphiboles were measured by the method of C. Burri[1], and in two cases also with oriented plates.

In estimating the mineral composition, more importance has been attached to the refraction indices than to the optic axial angles. For the calculation of the actual composition of the analyzed rocks, Rosiwal measurements were taken, and some minor components were usually calculated directly according to these determinations whenever not indicated by the chemical values. The composition of the important minerals were estimated from their optic properties; in several cases the author has, however, thought it better to get separate analyses of the typical minerals. The composition of some have been estimated from rock analyses, when the percentage of the other minerals were fairly certain and the percentage is a high one for the mineral to be calculated.

Petrological description.

I. Relatively fresh rocks.

As mentioned above, the peridotites mostly appear as small wedge shaped bodies in long strings or sometimes as swarms in large parts of the mountain range. They are almost mono-mineral in composition, and do not show any petrographic transition to surrounding igneous rocks as far as the present author has observed. From this may be concluded that they have been differentiated in a deeper position. These rocks scarcely occur except in mountain ranges, and probably owe their mono-mineral character and typical appearance to their origin in these zones. The material for this investigation does not give enough for a full discussion of the genesis by differentiation of the peridotites, and it is not the author's intention to take up this problem.

The author has nowhere seen any convincing trace of contact-metamorphism of the peridotites on the surrounding rocks. Contacts are not often visible, however, and sometimes the borders are slickensided, not being the original contacts. But as no trace of contact-action has ever been seen, none has probably occurred. That this is not due to rapid crystallization of the ultrabasic is seen by the distinct granularity of the rocks (when fresh). It may therefore be due to intrusion in an almost crystalline phase, and on a complete lack of »mineralizers». This is confirmed by the absence of other differentiation products.

---

[1] C. Burri, Schw. Min. Petr. Mit. Bd 11, 1931, p. 285.

As said above on the subject of the general appearance of these ultrabasic rocks, the writer considers them hypabyssic intrusions, usually in the form of small laccoliths. The collected material, and all observations, have shown that the most common type is the dunite, which besides olivine only has chromite, picotite or chromiferous magnetite as accessory mineral (of the original components). Olivine rock with solitary crystals of enstatite as somewhat porphyritic grains is also common. The enstatite, however, is generally not so abundant that the rock can strictly be called a saxonite (or harzburgite). It may also happen that the rocks of one locality are partly pure dunite and partly saxonitic rock, e. g. at Rautats in Frostviken. Other variations in mineral composition are very infrequent. In one locality in Norrbotten, Paije Sartajaure, the rock is partly dunitic, partly saxonitic, and in one place purely enstatitic, probably segregated in the dunite-saxonite.

Wehrlitic and lherzolitic varieties are much rarer than saxonitic rocks, and are in fact only seen in very few localities. The only lherzolite rock known to the author is at Friningen in Frostviken, and may be classified as garnetiferous. This will be further described below. Diopside or diallage-bearing rocks are observed at Övervattsberget in Frostviken, Aunevare, Klinten-Valovardo, and Laxfjället in Västerbotten. Kulling (28, p. 323) has also mentioned a diopside rock in a locality E. of Virisen, Västerbotten.

A quite different type of rock has been found at Kall in Jämtland. It is a mica-bearing peridotite, also distinguished by a high content of iron in comparison with the other rocks.

The peridotites are granular, sometimes coarse-grained, but generally fine-grained. Occasionally they are of porphyritic texture. The olivines are hardly ever idiomorphic, and often show uneven borders caused by a later pressure, which may even crush the borders as well as the smaller grains. In several cases one could see that larger grains had been divided by pressure into several smaller ones, and it was then possible to see which had previously belonged together. An undulous extinction is common which, when strong, has produced a columnar structure in the olivine grains with an uneven extinction of the different columns. The borders are then often crushed to small grains between the larger relics, as seen in rocks from Handöl (cf. photos, p. 205) and Vuoka Ruopsok.

As to the chemical composition of the fresh rocks, this will of course closely correspond to the composition of the mineral olivine. The Fe_2O_3

and Cr_2O_3 content is higher, and is fixed in the ore minerals. The enstatite content is generally too slight to be positively noticed in the analyses. These show almost no alkalies, lime, or alumina. But as the rocks are seldom quite free from secondary serpentine, a little water is generally present. Even where no serpentine is observed, some water may be present indicating a slight hydration of the olivine. Two rocks show a low content of alumina appearing in the olivine and the enstatite. The rock from Kall mentioned above, which is partly biotite-bearing, has a high alumina content and also some titanium, which otherwise does not occur. The olivine composition in this peridotite is about 24 mol. % Fe_2SiO_4, while in the other types this is generally about 8 % (5—17 %). Pyroxene rocks with a high percentage of diopside are naturally differently composed, but none of that type has been analyzed.

A particularly remarkable fact concerning the peridotites in the Swedish mountain-range is their constant and extraordinary basicity. Generally, peridotites of other regions have transitions to more gabbroic rocks, often with a slight content of feldspar. Neither have been observed among Swedish peridotites.

Notable is the almost invariable association of the peridotites with amphibolitic rocks, without any transitions in mineral composition between them. The amphibolites are quite metamorphic and schistose, and show no original structures except in a few localities. The rocks are often mica-bearing, with some quartz content. This rock-type has led the author to conclude they have originally been extrusive rocks or re-arranged derivates of such. The general occurrence of amphibolites as intercalations with mica-schists makes such an origin probable. They have evidently been erupted in the same orogenetic zones as the peridotitic intrusions.

The effect of the secondary transformations of the peridotites will be discussed in another part of this paper.

The rocks will be described in detail in connexion with the typical localities.

1. Dunitic rocks.

Dunitic rocks are the most prominent among the peridotites examined. Quite fresh rocks are rare, however, as a slight serpentinization is very common, though the olivine may quite predominate.

Junsterklumpen.

A sample from Junsterklumpen in Frostviken has been analyzed by R. Blix as being typical:

Table 1. Dunite from Junsterklumpen, Jämtland.

			Norm			Actual composition (weight %)	
SiO_2	40.50	6 716					
TiO_2	none						
Al_2O_3	0.22	21	Ab	0.52		Olivine	81.2
Cr_2O_3	0.40	26	C	0.10		Serpentine	
Fe_2O_3	2.03	127		0.62		(Antigorite)	15.9
FeO	4.92	685	Hy	5.66	5.40	Magnetite	
MnO	0.10	14			0.26	(Chromiferous)	2.9
MgO	49.34	12 238	Ol	87.80	82.60		100.0
CaO	0.02	4			5.20		
Na_2O+K_2O	0.08	13	Mt	3.02			
H_2O^+	2.05	1 138	Cm	0.67			
H_2O^-	0.15			97.15			
	99.81		Dunose				
Sp.gr.	3.21 (R. Blix)						

Refraction indices of olivine: $\alpha = 1.646 \pm 0.002$ (immersion method)

$\gamma = 1.684 \pm 0.002$

Optic axial angle: $2V_\gamma = 87^1/_2{}^\circ \pm 2^\circ$.

If the antigorite is calculated according to that analyzed from Muruhatten (p. 168), the olivine rest shows a molecular percentage of 4.6 Fe_2SiO_4 after deduction of chromiferous magnetite. As the olivine of Junsterklumpen has less than half the iron content of that of Muruhatten, the serpentine is estimated to have half the iron content of that analyzed. This ratio would give an olivine containing 5 mol. % of fayalite. The optic data correspond to 6 % Fe_2SiO_4 according to A. N. WINCHELL[1].

The ore grains have a much higher content of magnetite than of chromite, as seen by the thin sections and the analysis.

A Rosiwal measurement gives a higher percentage of olivine and less antigorite, but the same content of magnetite as the calculation.

The larger olivine grains average 1 mm. in size. Adjoining borders are allotriomorphic, and the different crystals are best distinguished by their position of extinction. The grains are run through by uneven cracks, which may sometimes indicate their borders instead. In this rock there are no chrysotile fibres in the cracks.

The magnetite is quite allotriomorphic, generally $^1/_4$ mm. in diameter. The antigorite appears as blades or rays, $^1/_4$ mm. to $^1/_{10}$ mm. in length, cutting right through the olivines at their borders or in their centres. These serpentines have a very weak but discernible pleochroism and are somewhat like clinochlorite. The analysis of the rock indicates an alumina content of the antigorite higher than that in the Muruhatten sample (p. 168). It has evidently a higher isomorphous content of amesite than most of the serpentines examined by the author. Where the alumina content is still higher, as in some other rocks, the antigorites have a chlorite core (cf. photos 58, 59, p. 253).

---

[1] A. N. WINCHELL, Elements of optical mineralogy. Part II, 1927, p. 168.

Towards the border of the body the serpentinization is still stronger, and the olivine may only appear as solitary relics. A typical antigorite rock from this locality is photographed in fig. 2.

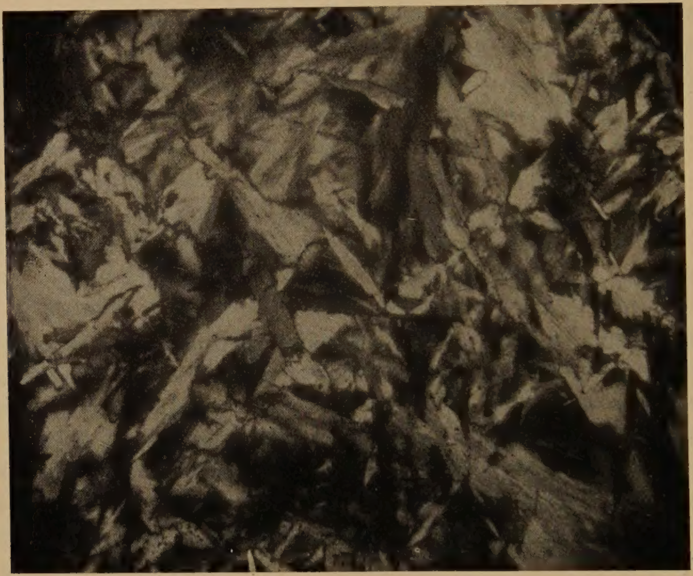


Fig. 2. Typical antigorite rock as alteration after primary dunite. Junsterklumpen. + nic. Magnified 40 ×.

Small aggregates of colloid-like grains of iron oxides have been formed by the serpentinization, sometimes as independent grains, and sometimes round the larger primary magnetite grains. Secondary magnesite or breunnerite appears in these highly serpentinized types.

2. Saxonitic dunites.

a. Vuoka Ruopsok.

The mountain Ruopsok just W of Vuoka is situated 15 km WSW of Kvikkjokk in Norrbotten. A sketch of the peridotite outcrops has been published by Svenonius (40 p. 203). The surrounding rocks are amphibolites, rather dense mica-schists, or gneisses and quartzites.

Some parts of the ultrabasic are quite fresh, without any serpentine at all. A dense rock specimen with a green glassy fracture and some visible porphyritic grains of olivine, up to a few mm in diameter, has been analyzed by R. Blix:

Table 2. Peridotite from Vuoka Ruopsok.

SiO_2	43.10	7 148
TiO_2	tr.	
Al_2O_3	0.71	69
Fe_2O_3	1.42	89
Cr_2O_3	0.66	43
FeO	6.69	931
MgO	45.71	11 336
CaO	0.69	123
$Na_2O(K_2O)$	0.06	10
CO_2	0.20	45
H_2O^+	0.32	178
H_2O^-	0.08	
	99.64	
Sp.gr. =	3.32 (R. Blix)	

Norm		
Ab	0.52	
An	1.67	
	2.19	
Di	1.51	0.81 $CaSiO_3$ 0.70 $MgSiO_3$
Hy	15.92	14.60 $MgSiO_3$ 1.32 $FeSiO_3$
Ol	76.44	69.30 Mg_2SiO_4 7.14 Fe_2SiO_4
Mt	2.09	
Cm	0.90	
	96.86	
Gordunose		

Actual composition	
Olivine	79.6 %
Enstatite	12.3
Hornblende	6.4
Chromite (Magnetite)	1.3
Breunnerite	0.4
	100.0 %

According to the thin sections the rock consists of predominating olivine, mostly as fine grains averaging 2/10 mm in diameter, and partly as porphyritic grains one or a few mm in size, rarely $^1/_2$ cm in length and 2 mm in width. Many chromite granules as large as the smaller olivines are seen everywhere and occasionally larger porphyritic ones. They are dark red in colour and non-magnetic. A greenish brown amphibole occurs in certain streaks with interpositions of thin sagenite-like needles. The pleochroism of the mineral is weak, α green $<$ β brownish green $<$ γ greenish brown. The refraction is high, higher than that of actinolite while the birefringence is lower. It is evidently an aluminous and iron-rich amphibole, which has not been seen in any other peridotite.

Some solitary grains of enstatite are seen. As this mineral occurs as about 1 dm long, pure crystals in another place of the massive, an analysis has been made by I. Sucksdorff:

Table 3. Enstatite from Vuoka Ruopsok.

			Mol. %		
SiO_2	55.80	9 254	48.39		
TiO_2	none				
Al_2O_3	4.02	393	2.06		
Fe_2O_3	0.76	48	0.25		
Cr_2O_3	0.20	13	0.07		
FeO	4.85	675	3.53	7.9 mol. %	$FeSiO_3$
MgO	34.70	8 611	45.03	92.1 »	$MgSiO_3$
CaO	none				
H_2O^+	0.23	128	0.67		
	100.56				

Sp. gr. = 3,274 (R. BLIX)
α_{Na} = 1.6621
β_{Na} = 1.6668 $\gamma - \alpha = 0.0109$. $2V_{\gamma}$ calculated = 82°22'
γ_{Na} = 1.6730.

The optic data correspond to 8 mol. % $FeSiO_3$ according to WINCHELL[1] The high Al_2O_3 content is unusual, though similar enstatites are described from Tasmania (33).

A Rosiwal measurement on two thin slices of the analyzed peridotite gave the following figures in % by weight: olivine 96.9 %, hornblende 1.5, chromite 1.3, and enstatite 0.3 %. Another thin section showed more hornblende, but very little enstatite. As the composition of the rock is far too rich in silica for a sample extremely rich in olivine, a separation of olivine grains (about 0.1 mm in size) has been performed with Clerici's liquid of sp. gr. between 3.265 and 3.29 (by a balance of Westphal) in a centrifuge. The material was free from hornblende, but evidently not from enstatite, as the sp. gravity of this mineral is the same. It was not possible to detect pyroxene in the powder. An analysis gave:

Table 4. Olivine grains from Vuoka Ruopsok. Analysis by R. BLIX.

SiO_2	42.14	6 988
Al_2O_3	0.25	24
$FeO(Feo + Fe_2O_3)$	7.20	1 002
MgO	49.55	12 289
CaO	0.03	5
H_2O^+	0.24	133
H_2O^-	0.05	
$FeOCr_2O_3$	0.18	
	99.64	

Deducting 6 % of enstatite according to the figures of table 3, we get the following composition of the olivine:

SiO_2	41.55	6 891
Al_2O_3	0.01	1
FeO	7.34	1 022
MgO	50.83	12 607
CaO	0.03	5
H_2O^+	0.24	133
	100.00	

This corresponds to: 7.5 mol. % Fe_2SiO_4 and 92.5 mol. % Mg_2SiO_4.

---

[1] A. N. WINCHELL, Elements of optical mineralogy. Part II, 1927, p. 177.

The refraction indices (by the immersion method) are:

$n_\gamma = 1.685 \pm 0.002$

$n_\alpha = 1.649 \pm 0.002$

n_β determined on the universal stage as $\frac{\gamma + 2\beta + \alpha}{4}$ gave 1.664 (Method of Berek[1]).

The optic axial angle $2V_{\gamma na} = 87 \pm 2°$.

According to WINCHELL we get the composition: 7 mol. % Fe_2SiO_4 by the refraction indices, and 5 mol. % Fe_2SiO_4 by the axial angle.

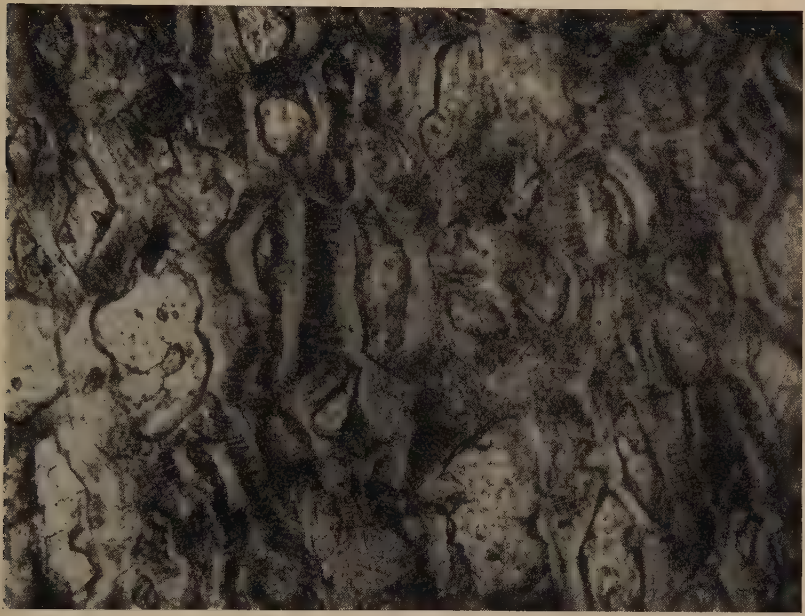


Fig. 3. Serpentinization of olivine with simultaneous precipitation of spinel.

The analysis shows that some of the smaller rock particles probably are enstatite instead of olivine, although it is not possible to recognize them. The percentage of enstatite in the rock is evidently not uniform. This is furthermore proved by two extra silica determinations of the dunite which differed by about $^1/_2$ % of SiO_2. One was above the figure quoted, the other below.

The olivine grains have an undulous extinction often appearing as parallel laths of slightly different extinction. The direction of the columns is not the same in all particles, but always perpendicular to the direction of γ, though in most cases normal to the schistosity of the rock and characterized by the longitudinal direction of the minerals. In some slightly serpentinized rocks the impression of schistosity is still strengthened by a parallel arrangement of the chrysotile veins in the same direction. The chrysotile fibres are always oriented at right angles to the walls of the vein. In these serpentinized rocks, as well as in the more altered ones, the serpentinized borders of the olivines have a rim of green spinel fibres orientated perpendicularly to the margin of the olivine and parallel with the chrysotile fibres enclosing them.

---

[1] M. BEREK, Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden. Berlin 1924.

Fig. 3 is an attempt to photograph this. According to these rock sections the alumina content of the olivine must have been remarkable.

It is among the smaller peridotite bodies on the eastern side of Ruopsok that the serpentinization is more advanced, though generally the olivine preponderates over the chrysotile.

The enstatite content of the rocks is not uniform, as some types are devoid of it, and other rocks have rather much pyroxene. The size of the crystals is about that of the olivine, though solitary rather big ones appear.

Small colourless tremolites are seen in many rock sections sharply intersecting the olivines, but they are of no great account.

The ore grains in the rocks are brownish red chromites, though some are more brownish, like picotite. The chromites are frequently smaller than the other minerals, but in a few sections the size is that of olivine, even with porphyritic crystals.

b. Säkok-Ruopsok.

The saxonite at Säkok-Ruopsok NNW of Kvikkjokk in Norrbotten is situated on the E side of the river Niåtsosjokk, and is about $^1/_2$ km in length and barely 100 m in width. The rock is granular, with smaller grains of olivine and larger grains (about half a cm.) of enstatite. Sometimes the rock is dense and slightly schistose.

The surrounding rocks are amphibolites, mica-schists and mica-gneisses, all strongly schistose.

The peridotite has evenly distributed enstatites, and is relatively rich in this mineral, and might be classified as a saxonite. Tremolite, chlorite or kämmererite, talc, and breunneritic magnesite, occur as secondary minerals; sometimes also antigorite. Talc, breunnerite, and chlorite are often of concretionary appearance, occurring all together or alone. Besides as concretions with breunnerite and chlorite, the talc may occur as rows of flakes parallel with the general schistosity of the rock.

One rock specimen has been analyzed by R. Blix:

Table 5. Saxonite from Säkok Ruopsok, Norrbotten.

SiO_2	34.70	5 755
Al_2O_3	0.74	72
Cr_2O_3	0.60	39
Fe_2O_3	1.55	97
FeO	6.95	967
MnO	0.11	15
MgO	43.79	10 861
CaO	0.52	93
Na_2O, K_2O	0.10	16
CO_2	8.85	2 010
H_2O^+	1.06	588
H_2O^-	0.23	
	99.20	
Sp. gr.	3.26	

Mineral composition according to the analysis, percentages by weight

Olivine	62.6
Enstatite	3.2
Magnetite	2.0
Kämmererite	4.5
Breunnerite	17.6
Talc	6.0
Tremolite	4.1
	100.0

The chlorite is calculated from H. Santesson's kämmererite analysis, of a specimen taken by Fr. Svenonius (40):

Table 6. Kämmererite from Säkok Ruopsok.

	weight %	mol. prop.	mol. %
SiO_2	34.49	5 720	28.0
Al_2O_3	12.40	1 213	5.9
Cr_2O_3	13.46	890	4.3
Fe_2O_3	3.14	197	1.0
FeO	3.28	456	2.2
MgO	21.83	5 414	26.5
H_2O	11.85	6 577	32.1
	100.45		100.0
Sp. gr.	2.709		

N_α 1.586 ± 0.002 according to the immersion method,
n_γ 1.590 » » » birefringence.
Birefringence 0.003—0.004.

The axial angle is small and of positive character. The interference colour is anomalous blackish yellow (or greenish), and the pleochroism is very weak: α blue (violet tinge) $>$ γ yellowish. The dispersion is strong $v > \varrho$. Macroscopically, the mineral is violet in colour.

The tremolite has been calculated according to an analysis of that from St. Ålke (p. 215). The refraction indices were measured to be $n_\alpha = 1.610 \pm 0.003$, $n_\gamma = 1.636 \pm 0.003$ by the immersion method. This mineral may thus have a slightly higher content of iron than that from

St. Ålke. On the universal stage $2V_\alpha$ was measured to be 81° ± 2°, and the extinction 17° ± 2°. (Na-light).

The breunnerite has been analyzed by R. Blix:

Table 7. Breunnerite (breunneritic magnesite) from Säkok Ruopsok.

	7.		Table 7 a. Breunnerite, Lejarklumpen	
MgO	44.10	10 937	44.11	10 940
FeO	4.96	690	3.84	534
MnO	0.22	31	0.24	34
CaO	no trace		0.43	77
CO_2	50.89	11 568	51.15	11 625
H_2O^-	—		0.05	
	100.17		99.82	

Sp. gr. . . . . 3.041 ± 0.002 (Blix)
N_ε = 1.516 ± 0.003 (immersion method) . . . . 1.512 ± 0.003
n_ω = 1.715 ± 0.003 » » . . . . 1.710 ± 0.003

(Nr. 7a is a similar carbonate from Lejarklumpen in Frostviken.)

According to Fr. Svenonius (40) the cleavage angle of the mineral is 107°26' à 107°27'.

The composition of the analyzed breunnerites is:

	7.		7 a.	
	Mol. %	Weight %	Mol. %	Weight %
$MgCO_3$	93.8	89.5	94.5	90.7
$FeCO_3$	5.9	10.1	4.6	7.9
$MnCO_3$	0.3	0.4	0.3	0.5
$CaCO_3$			0.6	0.9
	100.0	100.0	100.0	100.0

The refraction indices of the enstatite were measured to be:

$$n_\alpha = 1.658 \pm 0.002,$$
$$n_\gamma = 1.669 \pm 0.002.$$

In the rock-analysis, the enstatite was calculated as the enstatite of Vuoka-Ruopsok, although it has a slightly lower content of iron.

The axial angle of the talc was measured to be 2E = 15°14' (by the Wülfing apparatus in ordinary light).

The rest was calculated as olivine. This gives a mol. percent. of Fe_2SiO_4 slightly over 8 %. The optical properties were ascertained as: $2V_\gamma = 87^1/_2° \pm 1°$, $n_\alpha = 1.654$, $n_\beta = 1.667$, $n_\gamma = 1.688$, ± 0.002, in Na-light. According to Winchell this corresponds to 7 and 9 mol. percent respectively of Fe_2SiO_4 in the olivine, and thus matches the result from the analysis.

In thin sections some small grains of secondary spinell were seen beside the tremolite, probably derived from the olivine. The rock specimen analyzed was rather rich in secondary minerals, but not as rich in enstatites as other types. Some rocks are almost free from concretionary nodules with talc and breunnerite. Tremolite is very common, and chlorite (kämmererite) mostly occurs round the chromiferous magnetites, evidently originating at the olivine magnetite contacts.

Along the border of the rock-mass a strong mechanical pressure has crushed the rims of the olivine grains, producing smaller grains between the larger ones. This can be seen both microscopically and macroscopically. The rocks show some serpentinization originating as veins of chrysotile, and later forming amorphous serpentine and lastly antigorite, as described later, at the secondary alteration of other rock types.

Some rocks show another transformation of the olivine that has not been met with anywhere else. It is an orange-yellow mineral occupying part or all the mother olivine grains, mostly with sharp borders against the olivine. The extinction is parallel to the cleavage, and the elongation of the lamellae is negative. The optic axial angle is large, the optic plane parallel to the cleavage. The pleochroism is strong, with γ and β orange and α weakly yellowish. The birefringence is strong, almost as strong as that of olivine, and the refraction is similar. The rock specimen in which the mineral occurs is slightly weathered, and the mineral might possibly be a transformation produced by weathering. This is probably one of the minerals that are often designated iddingsite.

c. Rautats.[1]

The peridotite of Rautats in Frostviken, as seen in plate 2, is one of the largest occurrences of ultrabasic rocks in Sweden. Petrographically, it is partly saxonitic, partly dunitic. Sometimes a banding of rather dense olivine rock and similar olivine rock with larger grains of enstatite is observed. The enstatites, with fine lamellae of polysyntectic twinning, average about $^1/_2$ cm. in size, varying from one cm. to one mm. It is often growing around smaller olivine grains. Stripes of accumulated enstatites have been seen in a few instances. The olivine grains, averaging 1 mm in size, are of rather forsteritic composition. The chromiferous magnetites are generally $^1/_2$ mm across.

One often notices streaks of chromite ore a couple of meters in length and up to 2 dm wide. One was 20 m long, but only about 1 dm wide, the chromite grains constituting only $^1/_3$ of the minerals. A ring-shaped cluster of chromite grains was also seen, as well as disseminations of chromite. In one case the Cr_2O_3 content in the chromite ore was about 49 % in a small streak. In one locality a violet chromiferous chlorite was found beside the chromite.

---

[1] Ruotats on the topographical map.

As secondary minerals occur tremolite, chlorite, serpentine and talc. The serpentinization is more widespread than at Säkok Ruopsok, and may occupy $^1/_4$ to $^3/_4$ of the rock, first appearing as chrysolite veins. Between these veins amorphous, isotropic »serpentinization» of the whole olivine grains can often be seen, of the type exhibited in the photo, fig. 4. The amorphous »serpentine» is generally faint yellow brownish, as against the colourless chrysotile. Sometimes brownish dust is precipitated. These amorphous serpentines appear as pseudomorphs of the olivines. Thin brightening streaks occur in the isotropic mass. These are also often growing out of the chrysotile veins in the form of broader rays or bands. The whole amorphous serpentine may thus be converted into a flamelike serpentine mass, as shown in fig. 5. A parallel grate-like structure may be developed, with undulous extinction. This serpentine may appear as bands broader than the chrysotile veins, but with undulating extinction quite distinct from the chrysotile laths. The birefringence of these serpentines is decidedly lower than that of chrysotile, and also than that of bastite.

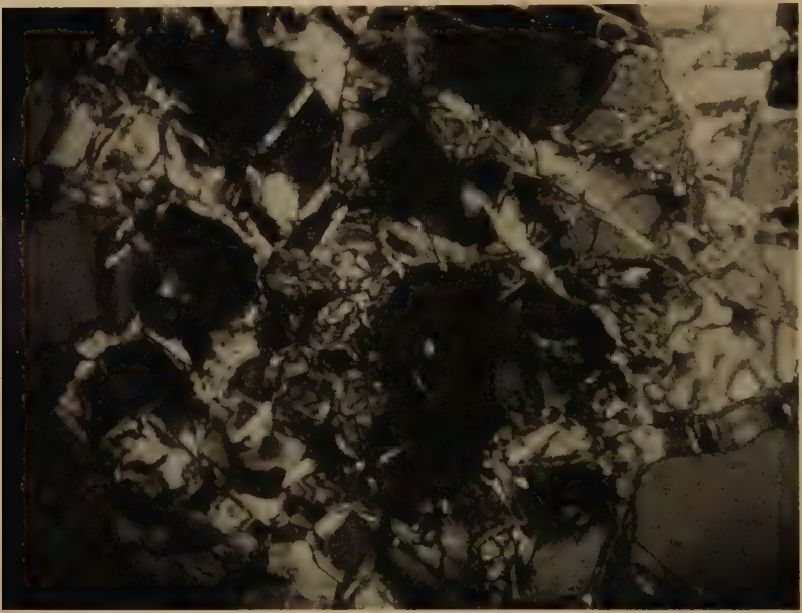


Fig. 4. Amorphous serpentinization (black areas) of olivine grains. + nic. Magnified 60 ×.

The serpentinization of the enstatites, the bastite, appears as large individual pseudomorphs of the porphyritic grains of rhombic pyroxene generally with remnants of the primary mineral. This serpentine is rather like the antigorite, and probably forms, like the latter, intergrowth of thin lamellae with fairly equal extinction. The birefringence is almost the same as that of enstatite. The pyroxenes are not wholly serpentinized, and most of the mineral is often preserved.

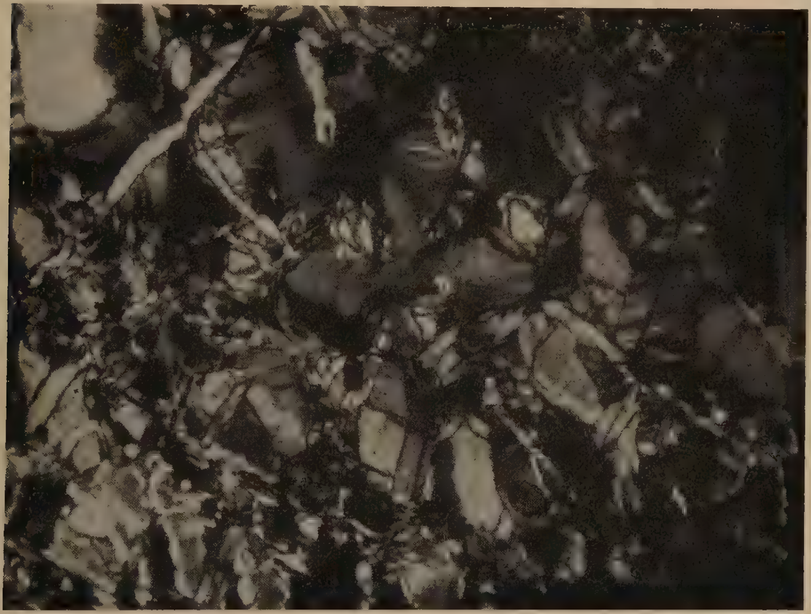


Fig. 5. Flamelike serpentine between chrysotile veins as pseudomorphs after olivine grains. + nic., 55 ×.

Antigorite may appear as long, thin laths or flakes, a transformation of the chrysotile and following the veins. It is somewhat similar to the flame-like serpentine, but is of sharper outline and more even extinction.

A few solitary tremolites were observed, often partly serpentinized. Blades of chlorite — penninite — intersect the olivine, the chrysotile and the amorphous serpentine in several directions. They are often surrounded by a rim of antigorite. Many blades of chlorite occur round the large primary magnetites.

Talc often occurs as pseudomorphs after enstatite, but it also appears in veins in the rock. Macroscopically, stripes of talc are clearly seen.

At the southern border of the peridotite towards the amphibolite, narrow parallel bands of tremolite can be seen in the ultrabasic rock.

Some occurrences at Lake Värgaren in Frostviken and at Kittelfjäll in Västerbotten are similar to Rautats in composition, though not so much serpentinized.

d. Paije Sartajaur.

The rocks from Paije Sartajaur, according to samples taken by FR. SVENONIUS are, as far as the author knows, the richest in enstatite. The mineral composition varies from pure dunite to pure bronzitite. Saxonitic varieties are probably the most frequent.

The olivine is generally about 1 mm in size, the enstatite about $^1/_2$ mm. According to optic axial angle and refraction index, the composition of the enstatite and the olivine is about 8 mol. percent of $FeSiO_3$ and Fe_2SiO_4 respectively (after WINCHELL).

As accessory minerals occur chromiferous magnetite and some pyrrhotite.

Among the secondary minerals appear serpentine, talc, chlorite, and often tremolite, occasionally breunnerite. Talc is chiefly secondary to enstatite, serpentine occurs as chrysotile veins or as spherulitic serpentine (antigonite) and rarely bastite.

No other bronzitite rock has been found, and probably this one is a segregation in the saxonitic rock.

3. The Kall peridotite.

The Kall peridotite is found N of Sölvsved and S of Lake Häggsjön in the parish of Kall in Jämtland. The surrounding rocks are mica-schists and gneisses, amphibolites, pegmatites, crystalline limestones and quartzites. (One quartzite, adjoining a limestone, resembled and may be a metamorphosed conglomerate.)

The peridotite is a fine-grained, dark greenish-gray olivine rock, rich in actinolite and chlorite, sometimes also in mica. One rock sample has been analyzed by N. SAHLBOM.

Table 8. Mica-bearing peridotite from Kall.

SiO_2	41.78	6 929
TiO_2	0.48	60
Al_2O_3	4.92	481
Fe_2O_3	1.60	100
Cr_2O_3	0.08	5
FeO	12.76	1 776
MnO	0.25	35
MgO	30.03	7 448
CaO	3.77	672

Actual composition:
(weight % according to the analysis)

Olivine	42.4	
Actinolite	33.3	
Chlorite	20.4	
Biotite	3.1	
Ore minerals	0.8	(Ilmenite, chromite, magnetite.)
	100.0	

Na_2O	0.40	64
K_2O	0.35	37
CO_2	tr.	
S	0.00	
H_2O^+	3.63	2 015
	100.05	
H_2O^-	0.20	
Sp. gr. . . .	3.20	

Compared with other peridotites, this one exhibits higher percentages of alumina, iron, titanium, and alkalies, and lower percentages of magnesium and chromium.

The refraction indices of the actinolite are: $\alpha = 1.623 \pm 0.003$, $\gamma = 1.648 \pm 0.003$ (immersion method). The angle of the optic axes is: $2V_\alpha = 85° \pm 2°$. The extinction angle is: $c : \gamma = 17° \pm 1°$ (universal stage).

The pleochroism of the biotite is very weak, the mineral is almost uniaxial, its refraction index β about 1.60 and birefringence about 0.038. In the analysis the biotite was calculated after another biotite from Rossie according to W. KUNITZ (29).

The chlorite is a clinochlorite with very faint pleochroism, birefringence about 0.008, and axial angle $2E = 30—40°$. In the analysis the chlorite has been calculated as the clinochlorite from West Town, Penn. described by G. L. DSCHANG (8).

The refraction indices of the olivine were determined to be: $\alpha = 1.690 \pm 0.003$, $\gamma = 1.729 \pm 0.003$, and the optic axial angle $2V_\alpha = 85° \pm 2°$. In the analysis the composition of the olivine was calculated as the rest, after deduction of other minerals. This composition agrees rather well with the composition as estimated by the optic data corresponding about 24 mol. % Fe_2SiO_4 according to WINCHELL.

The thin sections of the rock show a smaller content of olivine, but slightly more actinolite.

Both the biotite and the actinolite intersect and partly replace the olivine. The actinolite is later formed than the biotite. The chlorite is secondary to biotite, olivine, and actinolite. It generally surrounds the magnetites, and occurs as aggregates of small blades. In other rock specimens serpentine is also met with secondary to olivine, while biotite does not occur at all. A brownish picotite is sometimes visible beside the magnetite. A much transformed rock was found, almost wholly consisting of talc, serpentine and carbonate.

Chemically and petrographically this peridotite differs from the others by olivine richer in iron and by the appearance of biotite, though this mineral is perhaps not primary.

4. Wherlitic and lherzolitic peridotites.

a. Laxfjället (diopside rock).

On the south-western slope of Laxfjället in Tärna parish, Västerbotten, below the upper tree limit, some very much altered peridotites occur, and beneath these a few outcrops of serpentinized olivine rock and one outcrop of mere diopsidic rock which is of interest as similar rocks are rare. This is surrounded on both sides by serpentines.

The diopside or diallage is grayish green, and has the following optic properties:

$$\alpha = 1.666 \pm 0.003$$
$$\gamma = 1.696 \pm 0.002 \text{ (immersion method)}$$

$$2V_{\gamma \mathrm{Na}} = 60^\circ \pm 2^\circ, \text{ ext. angle } c : \gamma = 38^\circ \pm 2^\circ \text{ (universal stage).}$$

The diopside is quite predominant, but serpentine, chlorite, and a little magnetite are also seen. The serpentine is an antigorite and has generally a core of clinochloritic chlorite. The chlorite has a birefringence slightly lower than that of the antigorite, and has a greenish or yellowish black, abnormal colour, with visible pleochroism.

The surrounding serpentine has the appearance of an ordinary serpentinized dunite, and the pyroxene rock is probably a local segregation in peridotite.

b. Klinten (-Valovardo).

A quite similar occurrence of diopsidic rock is observed on the western side of the hill of Klinten, NW of Borka in the parish of Vilhelmina. It is a rock composed of predominating diallage with some secondary chlorite and antigorite in the centre of a serpentinized peridotite.

Another pyroxenite has been described by O. Kulling (28, p. 323) from the region east of Lake Virisen. It is a diopsidic rock with some serpentine and magnetite.

c. Aunevare.

Aunevare in the parish of Vilhelmina in Västerbotten forms a dominating mountain in a region of slightly metamorphosed slates. It consists essentially of peridotites. The smaller ultrabasic occurrences around it are generally quite serpentinized, as are also the outer margins of the main mass. At Aunevare the writer has encountered a diopside-bearing rock with about equal quantities of diopside and olivine. The olivine has the following optic properties:

$$\alpha = 1.652 \pm 0.002 \text{ (immersion method)}$$
$$\gamma = 1.687 \pm 0.002$$
$$2V_\gamma = 88° \pm 2° \text{ (universal stage)}.$$

This corresponds to about 8 mol. % Fe_2SiO_4 according to WINCHELL.

The diopside has: $2V_\gamma = 59^1/_2° \pm 1°$, ext. angle $c : \gamma = 39° \pm 2°$. The birefringence is about 0.030. It is thus an ordinary diopside.

Antigorite appears as a secondary transformation of the olivine, and does not generally attack the diopside which is partly transformed to a mass of small flakes with a greenish dust, probably a gel precipitation of spinel. This product is very like the kelyphitic transformation of the garnets of the peridotite from Friningen. Some of the fine flakes in this rock too are like the tremolitic hornblende of the coronas around the garnet. It is possible that there might originally have been some orthorhombic pyroxen together with the diopside.

Most of the rocks from Aunevare are dunitic derivates, and the diopside bearing variety is probably a local phase.

d. Övervattsberget.

Övervattsberget in the Muruhatten region (cf. map. plate 3) consists mostly of peridotite. Besides the dunitic derivates, a rock with predominating diopside also occurs. Owing to the hydrothermal alteration preceding and following the sulphidic solutions in this locality, all the original olivine is transformed, as well as some of the diallage. It is, however, possible to see that the pyroxene has been the chief constituent of the rock, though it is quite lacking in the surrounding peridotite.

e. Friningen.

E of Rautats a garnetiferous peridotite occurs at the eastern-most margin of the map, plate 2, close to Lake Friningen.

The rock in this locality is petrographically a lherzolite with predominating olivine and macroscopically visible reddish grains of garnet. According to the optic data, viz.

$$\alpha = 1.651 \pm 0.002$$
$$\gamma = 1.687 \pm 0.002$$
$$2V = 88° \pm 2°,$$

the composition of the olivine is about 8 mol. % of fayalite according to WINCHELL. Besides of olivine, the rock consists of bronzite, kelyphitic garnet, actinolite, diopside, picotite, and locally, some talc.

The texture is granular, hypidiomorphic with olivine grains $^1/_2$ mm in size, the other minerals are smaller, with the exception of the kelyphites, which are up to $^1/_2$ cm in diameter. The amphibole, which is secondary in relation to the olivine and pyroxene, is often idiomorphic and intersecting.

The kelyphites may still have cores of garnet, though they are mostly transformed. The inner, larger parts of the kelyphites consist of a fibrous mineral, very likely actinolite. It is intermingled with dust, or fine fibres, of grayish green colour, probably spinel. It may thus be quite like the coronites of gabbroic olivine, where all the olivine, by reaction with calcic plagioclase, is transformed to a mass of fibrous amphibole with small drop-like forms of spinel, e. g. in the olivine-anorthite-gabbro of Rådmansö (9, photo 17 on p. 508). But here the reaction rims are not so distinct, and have furthermore generally somewhat larger grains of picotite beside the spinel micro-crypto-crystals. Often, the picotite and the spinel is dominating in the central parts of the coronas. Small blade-like grains usually occur as an outer rim. They are probably composed of diopside, as the extinction angle of these grains seems to be larger and the birefringence is high. This rim is, however, often quite absent. Within the kelyphites small grains of actinolite and also olivine or diopside might be seen without intermixture of spinel.

Solitary grains of diopside are found close to the kelyphites. Secondary actinolite is generally more common in the neighbourhood of the coronas, and is either contemporary or later in origin than the coronas. The author rather thinks that it was formed simultaneously.

As the kelyphites are formed chiefly by mutual reaction of garnet and olivine, they are larger in size than either of these two minerals. Sometimes they are of large rounded shape, evidently marking one big, primary garnet, and sometimes they are of extended and irregular form, thus marking joint reaction of several smaller grains of garnet on the surrounding olivine grains.

The rock has originally been a diopside-bearing saxonite of so high a content of alumina that this could not be held in solution by either olivine, pyroxene, or picotite, and the garnet has therefore crystallized.

It should be noted that the surrounding peridotites have neither garnet nor diopside. The described rock is thus of an unusual composition. It is not possible to say, however, whether this is due to the sequence of crystallization or to some assimilation.

The reaction between the garnet and the olivine has probably occurred at the same time as the development of the secondary actinolite in the rock. As the transformation of the olivine into amphibole requires a certain introduction of CaO (besides SiO_2) it is possible that CaO has been introduced at the formation of the kelyphite too. The author does not think that the primary diopside content has given birth to the actinolite, as no such alteration has been seen here or in the other localities.

At the development of the reaction rim both spinel and picotite are formed, though the fine, fibrous grains of greenish spinel are too small to be recognized with certainty. But the different colours make it probable that two spinel minerals, spinel and picotite, are formed.

In occurrences of ultra-basic rocks it is a common phenomenon that the pyroxene-bearing varieties are much more resistant to alteration than the dunitic varieties. In the great peridotite masses of Serranía de Ronda in southern Spain for instance, the central dunitic parts are more serpentinized than the more marginal parts of lherzolitic rocks (34). Such is also the case in the Swedish ultrabasic rocks. The diallage-bearing rocks may be almost unaltered while the surrounding dunitic or saxonitic rocks are very much serpentinized. The peridotites with monoclinic pyroxenes are consequently not rare because of their greater alteration, but because they are only accidental occurrences.

II. Altered rocks

A. Soapstone (Steatite).

1. The geology of some occurrences in Western Frostviken.

Western Frostviken in Northern Jämtland (plate 1[1]), round the great lakes Kvarnbergsvattnet, Jormsjön, Blåsjön, and Ankarvattnet, is geological equivalent to the region round the lakes Kultsjön and St. Ransaren in Southern Västerbotten (see the map of Western Frostviken in this paper (plate 2) and the map of Western Västerbotten, 2).

The western part of Frostviken is chiefly composed of phyllitic rocks (»köli» rocks) which towards the east, near the central parts of the great lakes, pass over into metamorphic, crystalline schists (»seve» rocks). Two northward running rock courses of quartzite-conglomerate (Vojtja-conglomerate or Portfjälls-conglomerate) or their quartzite equivalent may be used as guiding-horizon. The western horizon of the conglomerate, which often has one or two layers of limestone exposed on the eastern side, has been followed from Kvelien in the parish of Nordli in Norway over Portfjället, the western limit of Kvarnbergsvattnet, and further in a north-northeasterly direction to just west of St. Blåsjön. From there the continuation could not be seen. But the great limestone horizon further on, which at Leipikvattnet turns towards Norway is probably, by the distribution of the rocks, equivalent with the Vojtja conglomerate and the accompanying limestone. A summary of the geology along the Swedish-Norwegian boundary has earlier been published by St. Foslie (13, 14), though his stratigraphic sequence is inverted as compared with that of this paper.

---

[1] A reproduction of the topographical map No. 46, Frostviken.

The eastern conglomerate or quartzite layer is running in rocks of garbenschiefer-facies, and in the northernmost part in almost mica-schist facies. The conglomerate structure is thus hardly discernible in most cases, and only obvious in two places. Its direction is Quemonrue —Björnhöjden—Kyrkbolandet—Småvattsbränna—Brattåsrue—W of Ankarede Kap.—Grubbmyrliden—south of Grutkiejaure. It cannot be followed further in detail because of the great metamorphism. The region between the conglomerate horizons (of synclinal character in the opinion of the writer), is mostly composed of phyllites (sericite-phyllites, calcareous phyllites and some black phyllites), with some green schists, intrusive greenstones, schistose feldspar-quartzites, and tuffaceous quartz-keratophyres (particularly in the SW corner). In the northern part, between Ankarvattnet and Leipikvattnet, the phyllites are richly feldspar-bearing on both sides of the limestone horizon. They are probably tuffaceous phyllites.

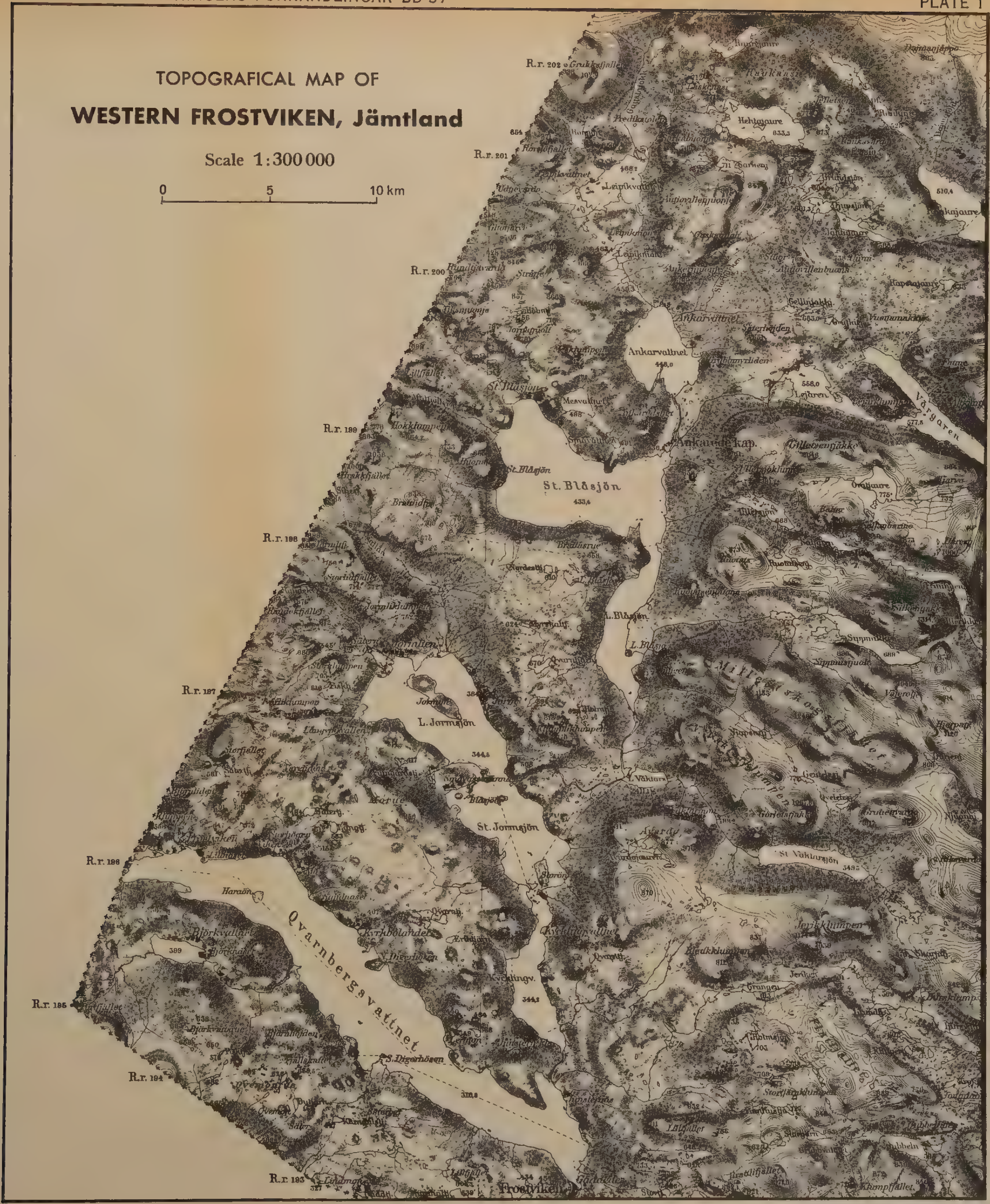
As the quartzite-conglomerate is developed identically with the Vojtja conglomerate studied by the author in Västerbotten, he considers them equivalent. The limestone alongside the conglomerate should correspond to the Slätdal limestone according to O. Kulling (28), and the age should be equivalent to etage 5b at the base of the silurian (Norwegian classification).

E of the eastern quartzite horizon the degree of metamorphism in the schists is increasing rapidly, especially in the central and northern parts of the region, and less rapidly in the southern part south of Kvarnbergsvattnet. E of the quartzite horizon there are chiefly biotite-porphyroblastic phyllites (besides some garbenschiefer) with increasing content of biotite, and often also increasing quartz stripes, with transitions into mica-schists to the E. As in the garbenschiefer zone, there are plenty of amphibolitic rocks of igneous origin in the mica-schists, probably mostly extrusive, and of quite a schistose type. Intrusive amphibolites or greenstones appear more locally, and their primary structures are better preserved. Among the central gneissic mica-schists (in the east) it is often difficult to see which amphibolites are intrusive. They are, however, of smaller extension. Round the western quartzite horizon from

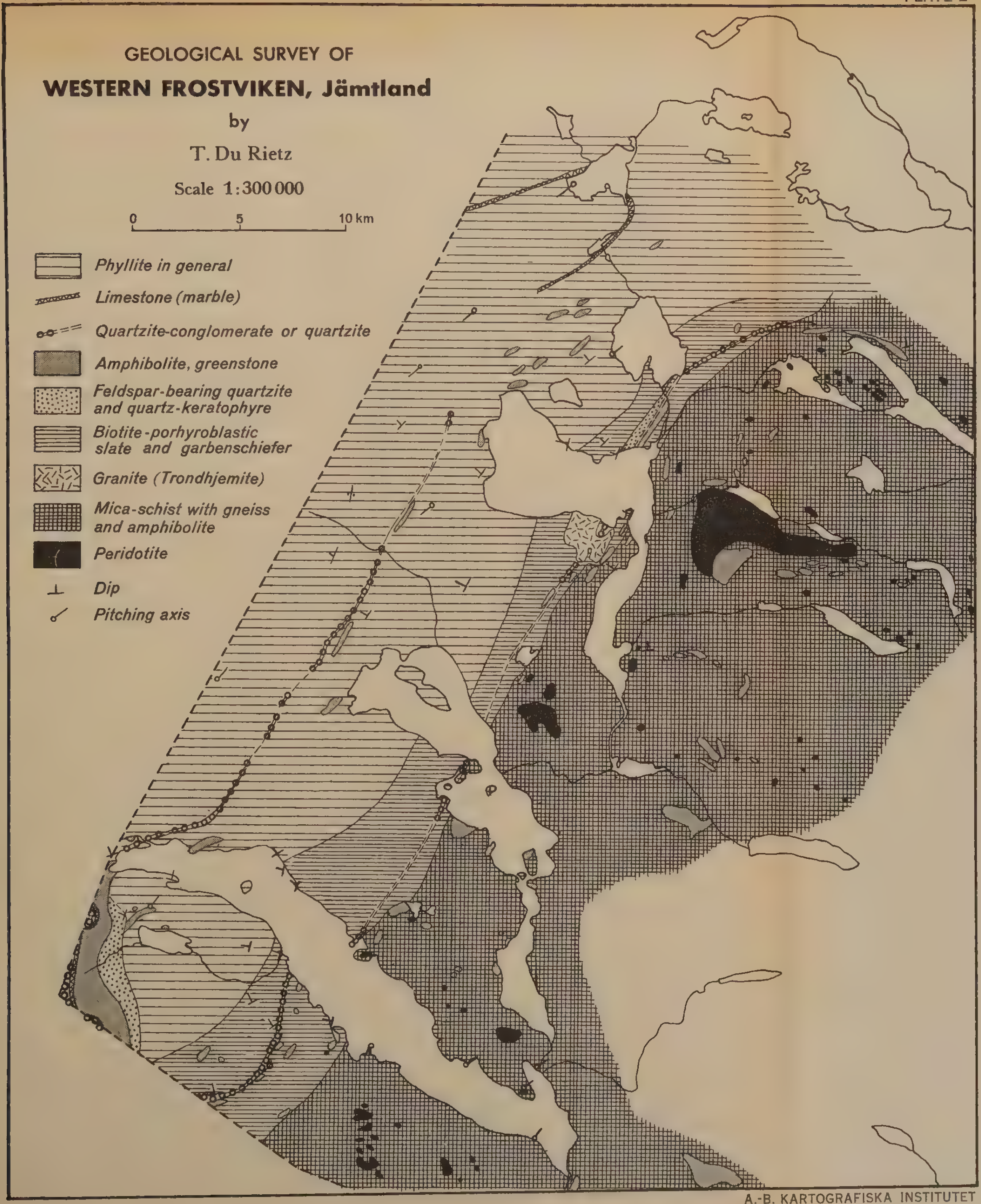
TOPOGRAFICAL MAP OF

WESTERN FROSTVIKEN, Jämtland

Scale 1:300 000



A.-B. KARTOGRAFISKA INSTITUTET



GEOLOGICAL SURVEY OF
WESTERN FROSTVIKEN, Jämtland

by

T. Du Rietz

Scale 1:300 000

0
5
10 km
▤ Phyllite in general
Limestone (marble)
Quartzite-conglomerate or quartzite
Amphibolite, greenstone
Feldspar-bearing quartzite and quartz-keratophyre
Biotite-porhyroblastic slate and garbenschiefer
Granite (Trondhjemite)
Mica-schist with gneiss and amphibolite
Peridotite
⊥ Dip
Pitching axis

A.-B. KARTOGRAFISKA INSTITUTET

Kvarnbergsvattnet to St. Blåsjön they are rather common, as well as round the eastern quartzite in the region of Fjällskaftet—Björnhöjden.

Further east, in the mica-schists, more gneissic rocks are common. These are often distinct injection-gneisses, partly as finer veins or lenses, though there are also masses of pegmatitic granite in the mica-schists. As V. M. Goldschmidt (17) has described in the Stavanger region, the injection of trondhjemitic material is here too more wide spread than that of potash-granite material. The injection of trondhjemitic material has chiefly taken the form of narrow veins and lenses. The potash granites or pegmatites are often seen as big uniform masses. In some cases, however, they only appear as large, porphyritic, penetrating feldspars in the side-rock. Certain types of schists also have much plagioclase feldspar. It is thus often difficult to determine whether the feldspar is injected or primary without a close investigation. It is especially difficult in the fine-grained mica-gneisses.

The injection of granitic material is much more common in the mica-schists than in the amphibolites. These are usually not injected with pegmatitic or aplitic material. When it has happened, it has generally produced a formation of biotite in the amphibolites, or also a hydrothermal alteration of the rocks. Sometimes migmatitic rocks have developed between the amphibolites and the granitic material. The pegmatites may also have caused a local recrystallization of the amphibolites.

The appearance of the peridotites in the regions east of the quartzite horizon — never in the synclinal (or central) part of the district — is fully analogous with their appearance in Southern Västerbotten. Some occurrences, however, are not far from the quartzite zone. It is characteristic of the western-most occurrences that they are generally more serpentinized than the occurrences in the crystalline schists. The large peridotite mass of Klumpliklumpen east of Jorm, for instance, is situated close to the garbenschiefer zone and is very much serpentinized. In the crystalline schists a strong serpentinization is only appearing locally, and is generally connected with the hydrothermal alterations following the intrusion of the granites (pegmatites or aplites).

In the region south of Kvarnbergsvattnet where the transition from the garbenschiefer or biotite-porphyroblastic facies to the crystalline schists is wider, much serpentinized peridotites occur in the area between Lindmon (= Bygge) and S. Digerhösen.

The occurrence of trondhjemitic granite at Brattåsrue near St. Blåsjön in the garbenschiefer zone is remarkable. The granite there has not produced any visible contact-metamorphism on the surrounding rocks.

The conditions made it impossible to see, whether the granite is older than the surrounding rocks or not.

On the Frostviken map, plate 2, the black areas are exposures of peridotites. The crossed-line areas of mica-schists and gneisses also include amphibolites, though larger occurrences are specially marked. The western limit of the biotite-porphyroblastic slates and garbenschiefers is rather diffuse, as the appearance of the porphyritic biotites in the phyllites is gradual. The observed parts of the quartzite-conglomerate horizons are marked by circles. The average width of the conglomerate is about 70 m. The neighbouring limestone or marble is exposed in some places at the southern part of both the western and eastern horizons. The width of the limestone horizon is only a few metres. The limestone zone in the northern part of the area is more conspicuous, its width being about a hundred metres. The phyllites W of the western quartzite horizon can be divided into two divisions, the first one quartz-phyllites and the second, western one calcareous phyllites close to the Norwegian boundary, turning into Norway in the south.

a. The region round Muruhatten—Lillfjället.

For a closer investigation of this region, and in order to study the metamorphism of the peridotites and their relation to the surrounding rocks, an old forest map, scale 1 : 8000, has been used as basis for the mapping. It is here reduced to 1 : 20 000 (plate 3).

The area is situated at the southern border of the topographical map of Frostviken at the Swedish—Norwegian border. The peridotites in this region are better exposed than in any other that the author has visited. There are some soapstone quarries here, especially at Muruhatten, and this has further exposed some of the contacts to the surrounding rocks.

Topographically, Muruhatten is the highest point, about 625 m above sea-level. Säterberget is about 610, Lillfjället 604, and Övervattsberget not quite 600 m. These hills are rising above the general level, which is sloping northwards from Lillfjället and southwards (or SW) from Muruhatten.

The rocks are chiefly mica-schists, injection gneisses, amphibolites, and peridotites. In the central parts of the area the schists are strongly injected with granitic or pegmatitic material. In large parts injection-gneisses prevail, e. g. in Lillfjället. In these places the primary material of the schist is hard to discern. Alternating portions of injected gneisses and simple mica-schists commonly appear. The coarse, distorted gneisses or augen-gneisses are generally more easily recognized as injection gneisses (of dominant igneous material) than the thin-banded, veined gneisses which it is not always possible to distinguish from the gneisses of wholly sedimentary origin.

The pure granitic or pegmatitic material may appear as separate bodies. In one case a pure pegmatitic granite has been observed, about 60 m in length and 25 m in width. Fig. 6 shows pegmatite lenses in a schist.

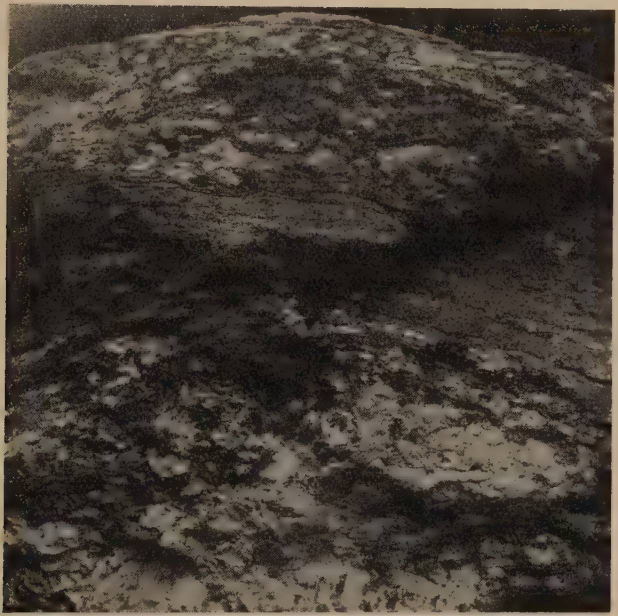


Fig. 6. Pegmatite intrusion in mica-schist. W of Muruhatten.

The injected gneisses are not prominent along the southern border of the map, nor in the NW parts. This may be due to the richer occurrences there of amphibolites, which are not easily injected.

The simple mica-schists are generally thin-banded, often with separate layers of mica and quartz with feldspar. They are rich in quartz, and may partly be designated as mica-quartzites and quartz-mica-schists. A pronounced feldspar content, of acid plagioclase, is mostly present. Some types from the neighbourhood of Muruhatten have the following proportions of mineral content:

quartz > muscovite > biotite > pistazite and orthite > garnet > feldspar > > zoisite,

quartz > plagioclase > muscovite > biotite > chlorite > pistazite > magnetite > zoisite,

quartz > chlorite > plagioclase > biotite >> ore minerals > epidote > titanite > apatite,
quartz > biotite & chlorite > muscovite = plagioclase > garnet > pyrrhotite & chalcopyrite,
quartz > carbonaceous material and magnetite > biotite > garnet,
quartz > plagioclase = biotite > chlorite > magnetite > carbonaceous material ⩾ zoisite ⩾ tourmaline = muscovite ⩾ rutile.

Mineralogically, the granitic intrusions are of rather pegmatitic composition. They are, however, not as coarse-grained as regular pegmatites. They might sometimes be classified as aplites. Rather differentiated fractions, with feldspar or quartz dominant, occur. The alkalies are generally differentiated, as the pegmatites have either prevailing acid plagioclase or potash feldspar. The larger granitic bodies have principally predominant potash feldspar, while in the smaller lenses sodic plagioclases prevail. The former are generally coarse-grained. the latter rather fine-grained. A common type is a pegmatitic rock with fine-grained plagioclases and large augen of microcline. The following mineral proportions were obtained from thin sections of granitic rocks:

microcline > quartz > albite (An_9) >> sericite (granophyric texture),
microcline > quartz > muscovite > plagioclase,
quartz > microcline ⩾ biotite > muscovite > plagioclase,
plagioclase ⩾ microcline ⩾ quartz > muscovite > biotite,
quartz > muscovite = microcline ⩾ plagioclase (An_{15}) >> garnet > biotite,
microcline ⩾ quartz > plagioclase ⩾ muscovite >> biotite > zoisite,
plagioclase (An_{15}) ⩾ quartz ⩾ microcline > muscovite >> garnet,
plagioclase (An_{18}) > quartz > muscovite >> biotite >> zoisite,
aplite: quartz > plagioclase (An_{21}) > biotite >> garnet > rutile > zoisite.

The injection gneisses are generally richer in plagioclase than in potash feldspar. They may vary from coarse-grained to fine-grained, and are gneissose or schistose in structure. The composition of the gneisses E of Muruhatten may be taken as an example:

quartz > plagioclase > microline (or orthoclase) = biotite ⩾ muscovite >> magnetite (and pyrrhotite).

The microcline occurs as large augen and also as very small grains. The plagioclase is of varying composition, averaging about $\mathrm{Ab}_{80}\ \mathrm{An}_{20}$. The biotite is strongly pleochroic, and partly altered to chlorite.

The amphibolites are schistose and commonly fine-fibrous. They consist of amphibole, plagioclase, clinozoisite, rutile (or sometimes titanite), and eventually quartz. The amphibole is a common, green hornblende. Its optic properties were examined on the universal stage:

$$2V_\gamma = -77° \pm 2°, \quad c : \gamma = 16° \pm 2°.$$

The pleochroism is: γ greenish blue $=$ β olive green $>$ α yellowish green.

The birefringence is about 0.024.

The plagioclase is an oligoclase or andesine, generally about $Ab_{75}An_{25}$, but sometimes much more calcic.

The pegmatitized amphibolites have a certain biotite and quartz content, and the amphibole is of weaker pleochroism and an increasing optic axial angle.

No primary structures are visible. with the possible exception of one rock which has a structure reminiscent of an uralite-porphyrite.

The amphibolites occur almost everywhere in the mica-schists, generally as inconspicuous layers. This has induced the author to regard them as chiefly extrusive. Where the amphibolites are scanty the injection of granitic material is more prominent.

The peridotites are abundant in the region. Most of the conspicuous hills are peridotites, e. g. Övervattsberget, Smalsundsberget, Muruhatten, Säterberget, and Mullberget. Many smaller occurrences are seen in the district. They are most frequent along a certain course, of the general direction Övervattsberget—Muruhatten—Mullberget. This is the main direction of the folding axis, which is undulating with an angle of pitch seldom exceeding 25°, and generally less.

The peridotites have taken part in the folding, and the schists are often folded into the olivine rocks as narrow troughs and ridges. It is thus generally possible to determine the folding axis by the outlines of the peridotite ridges where the contact surfaces of the shists are still visible. The conformity of the ultrabasic rocks to the folding may be seen in the drawing of Muruhatten (plate 5). As the massives consist of very hard and resistant rocks, the trends of the folds will naturally deviate here and there along the flanks of the masses, but keep their main directions.

Petrographically, the rocks are dunitic, with the exception of one in Övervattsberget which has been briefly described above (p. 155). Enstatite is very rare in these peridotites. The fayalite content of the olivines is according to optic measurements:

Mullberget: $2V\gamma = 87^1/_2° \pm 2°$, $\alpha = 1.654 \pm 0.002$, corresponding to about 8 mol. % of Fe_2SiO_4 according to WINCHELL.

Säterberget: about the same axial angle,
Muruhatten: $2V_\gamma = 89^1/_2{}^\circ \pm 2^\circ$, $\alpha = 1.664$, $\gamma = 1.701 \pm 0.002$: 12—15 mol. %, another rock specimen showed a smaller axial angle,
Smalsundsberget: $2V_\alpha = 88^1/_2{}^\circ \pm 2^\circ$ (17 mol. % Fe_2SiO_4).

The composition thus varies from the otherwise usual content of 8 mol. % to a variety rich in iron of about 17 mol. % of fayalite.

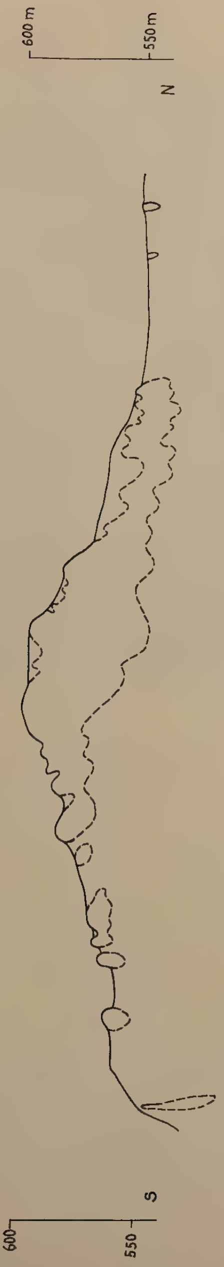
Tremolite (or actinolite), serpentine, chlorite and talc occur in varying amounts as secondary minerals. Some rocks, e. g. Mullberget, are hardly altered at all, while others, especially small bodies, may be very much altered. The processes of alteration and their appearance will be described later.

Muruhatten.

The ultrabasic rock of Muruhatten is a typical peridotite protuberance above the more easily eroded mica-schists and amphibolites (fig. 1). Its summit rises 115 m above the tarn Lilla Muruhattjärn in the W and 85 m above the larger tarn Stora Muruhattjärn in the NE.

An area, about 600 m long and 500 m wide has been mapped in the scale 1 : 1000. This has been reduced for reproduction to 1: 3000 (plate 4). For this purpose some simplifications and combinations have been introduced, and small spots have been enlarged. Certain parts of it are reproduced in about the original scale, and some details are drawn to a still larger scale. The location of these sections are marked on the large map by the numbers 1, 2, 3, 4, 5, 6 and 7. On a separate sheet a sketch map of Muruhatten in the same scale (1: 3000) is reproduced, showing contour lines, tectonical units such as dips, pitches, direction of strikes and lines perpendicular to these of the turning points of the folding axes (plate 5). The outlines of the peridotite outcrops are also reproduced. The pitch of the folds is sometimes clearly to be seen on the surface of the peridotite, and in many places it has almost been possible to follow the undulating lines of the pitch. Some minor bends of the axes may occur that have not been noted. The axial lines evidently converge abruptly in the W, marking the termination of the peridotite. In the E, on the contrary, the lines of pitch show that the ultrabasic has formerly continued up in the air, though it is now eroded.

One cross-section and one longitudinal section of the ultrabaics rock were sketched, the latter composed of three separate lines, as the greatest extension of the massive forms an acute angle with the direction of the folds. The construction of the base of the peridotite is marked



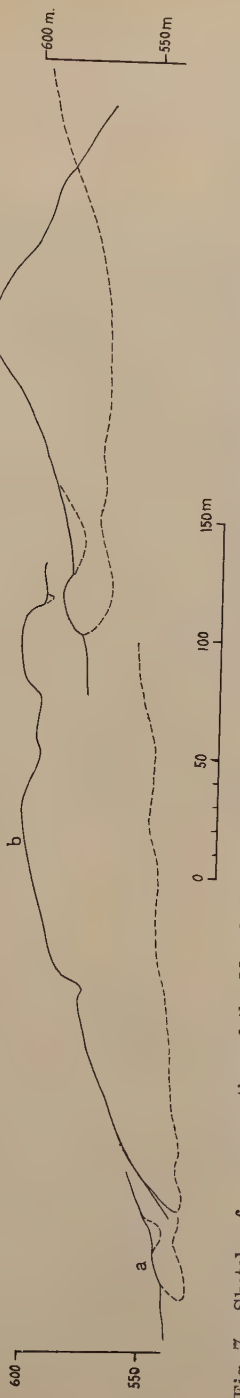


Fig. 7. Sketch of a cross-section of the Muruhatten peridotite (above).

Fig. 8. Sketch of a longitudinal section of the Muruhatten peridotite (below).

by dotted lines as the pitch angles might be different deeper down than on the surface.

The sections show that the ultrabasic body may be regarded as a laccolith, the southern parts of which is broken in the folding. The surface of the western parts of the ultrabasic rocks corresponds closely to the original contact against the overlying rocks. It is only in the eastern-most parts that erosion has had any great effect. The cross-section displays a thrust of the folding towards the south. It is commonly observed in this region that in the folding the thrust has come from NNW to N.

The surrounding rocks are finely schistose amphibolites in the western-most part, and elsewhere mostly quartz-mica-schists, although a narrow zone of amphibolites is found next to the peridotite in the north-east, as well as more centrally in the south-west.

The mica-schists are thin bedded, grayish schists, rich in quartz. They consist of quartz, micas, acid plagioclase in that order, generally with some garnet, pistazite, zoizite, pyrite or pyrrhotite, and chlorite secondary to biotite. Magnetite, rutile, titanite, orthite, apatite, carbon, and tourmaline are occasionally seen. Pegmatite injections, which are predominant in the surrounding region are here accidental. They are met with particularly along the margin of the ultrabasic in the central western parts. On the north-eastern side aplites appear among the mica-schists and amphibolites. They are sometimes accompanied by quartz veins.

The peridotite at Muruhatten must originally have been a dunite, as, with the exception of magnetite, olivine is the only primary mineral observed. No pyroxene has been noticed, and neither bastite nor talc pseudomorphs occur after a mineral indicating bronzite. As will be seen from the analysis below, the olivine is of intermediate composition, differing from the general type examplified by the analysis from Junsterklumpen. The latter, however, may be a trifle more forsteritic than the average type of olivine from this region. According to the optic axial angles, the rock in the central part of Muruhatten is slightly richer in Mg_2SiO_4 than that analyzed. Following in this respect the olivine, the serpentine contains somewhat more iron than the common type. Macroscopically observed, the olivines might be up to 3 cm. long parallel to C (frequently with 110), and about $^1/_2$ to 2 cm. in the other directions. The cleavages 010 and 100 are often distinct, and 001 is sometimes also visible. The cleavages are made still more distinct by the development of antigorite lamellae parallel to them. Other directions of intersection of the serpentine are also common. The photo, fig. 9 shows antigorite in olivine.

The antigorite appears as solitary beams (rays), broom-like beams, or spherulitic bunches. The length of the serpentine is less than the diameter of the olivines. 2 to 3 mm long antigorites are visible, and odd ones 5 mm in length, very thin and with twinned lamellae also. Twinned lamellae may be formed in bundles up to 3 mm in width, sometimes intersected by lamellae in other directions, and a kind of gitter appears with several large antigorites growing through each other, often in certain definite directions.

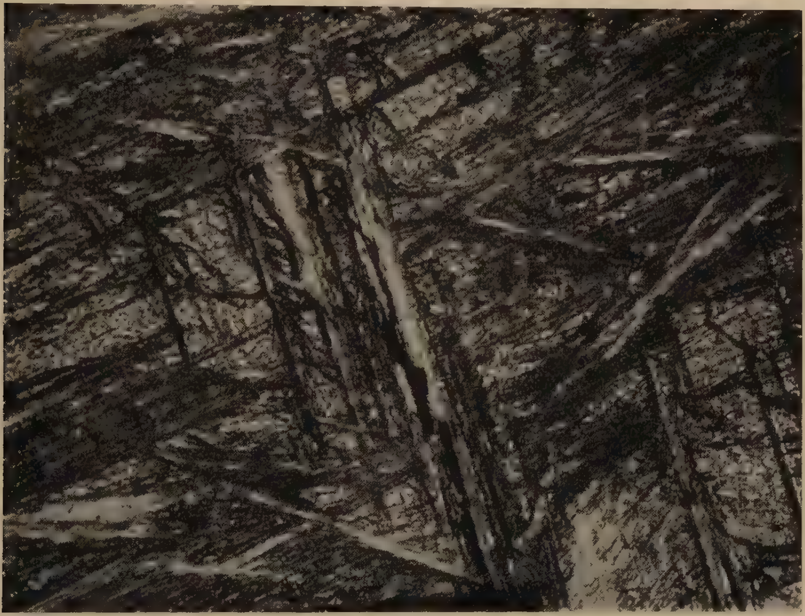


Fig. 9. Antigorite beams in olivine. Magnified 40 ×, + nic.

At Muruhatten, chrysotile veins have not been seen in the olivine, though they are very common in other peridotites of the region as the first transformation. In this rock, however, all the antigorite is originated from olivine.

In the eastern outcrops of the central massive the serpentinization occupies less than half the rock, but towards the borders of the ultrabasic the alteration is much more advanced. In the western parts, as well as in the lenticular bodies along the sides of the main mass, the serpentinization is complete, and all the olivine transformed. A sample of antigorite from the western part of Muruhatten, composed of quite predominating antigorite with a few per cent of magnetite and a trifle of carbonate, was picked for analysis. Most of the magnetite was removed by a strong electromagnet, and the rest was separated in Clerici liquid in a centrifuge. The limits were sp. gravities of 2.61 and 2.66. Impure grains were removed under a microscope. Some very fine dust of microscopic magnetite specks, and some brownish stains, could not be got rid of. They can only make up a fraction of a per cent of the material.

Table 9. Analysis of antigorite from Muruhatten by R. Blix.

				Theoretical serpentine		
		Mol. prop.	Mol. %		Mol. prop.	Mol. %
SiO_2	42.94	7 121	28.96	43.44	7 206	28.57
Al_2O_3	0.46	45	0.18			
Fe_2O_3	1.56	98	0.40			
Cr_2O_3	0.08	5	0.02			
FeO	3.13	436	1.78			
MnO	0.07	10	0.04			
MgO	38.92	9 900	40.26	43.58	10 808	42.86
CaO	tr.	—	—			
Na_2O+K_2O	—	—	—			
H_2O^+	12.56	69.72	28.36	12.58	7 204	28.57
H_2O^-	0.30					
	100.02		100.00	100.00		100.00

Refraction indices: $n_\alpha = 1.564 \pm 0.002$, $n_\gamma = 1.570 \pm 0.002$ (immersion method).

The birefringence of the antigorite varies between 0.006 an 0.009.

A common olivine alteration product is tremolite or actinolite. It is always formed before antigorite and is more abundant in the marginal parts of the ultrabasic, particularly at the boundaries against the soapstone. In the central part of the peridotite amphibole is not prominent. It appears as fibrous crystals distinctly intersecting the olivine grains. Thin sections of it are colourless and it may be classified as an actinolite, poor in iron. Amphibole may quite predominate at the boundaries of the peridotite, and an actinolite or tremolite schist may be developed, generally accompanied by some talc or chlorite. In this rock the amphibole crystals are generally arranged parallel to the schistosity of the rock, but in the peridotite they appear without any orientation.

A low chlorite content occurs in the more altered ultrabasic. It is an optically positive penninite, generally formed together with some antigorite, and particularly round magnetites. The chlorite is especially abundant in the hydrothermally altered peridotites with secondary disseminations of pyrrhotite and chalcopyrite. Two such rocks are indicated on the map plate 4.

A sample of peridotite close to the soapstone quarries at the southern slope of the massive between the profile sketches 3 and 4 was analyzed by R. BLIX.

Table 10. Peridotite from Muruhatten.

SiO_2	49.03	8 131
TiO_2	tr.	—
Al_2O_3	0.73	71
Fe_2O_3	1.46	91
Cr_2O_3	0.34	22
FeO	6.46	899
MnO	0.13	18
MgO	34.06	8 447
CaO	3.19	569
Na_2O	0.05	8
K_2O	0.00	
NiO	none	
CO_2	0.15	34
H_2O^+	4.31	2 392
H_2O^-	0.19	
	100.10	

Sp. gr. . . . . 2.88 (R. BLIX)

Actual composition weight %	
Olivine	28.7
Actinolite	24.4
Talc	24.8
Antigorite	18.7
Chlorite	1.3
Breunnerite	0.3
Magnetite	1.8
	100.0

The refraction indices of the olivine, as measured by the immersion method, were $n_\alpha = 1.664 \pm 0.003$, $n_\gamma = 1.701 \pm 0.003$. The optic axial angle $2V_{\gamma Na}$ determined on the universal stage was $89° \pm 2°$. These optic properties correspond to about 15 and 12 mol. % of fayalite according to WINCHELL. The calculation of the rock analysis has indicated a composition of 12 mol. % Fe_2SiO_4 which may be a little too low. As the proportion of ferric iron is rather low, most of the iron was contained in the original olivine, and the magnetite percentage was low.

The amphibole was calculated as the actinolite of the amphibole-talc rock, table 17. The following properties of the actinolite in the peridotite was determined on the universal stage: $2V_{\alpha Na} = 81.5 \pm 2°$, $c : \gamma = 14° \pm 2°$. The antigorite and talc have been calculated according to the analyzed minerals from Muruhatten (Table 9 and 11) and the chlorite as that from Stråttekjaure (Table 31 p. 216).

Amorphous iron oxides are formed at the serpentinization of the olivine, and they are generally irregularly distributed. The chlorite is a penninite of a yellow-black interference colour and very faint pleochroism. It is frequently surrounded by borders of antigorite similar to the photos 58 and 59 on page 253. The talc is secondary to olivine and tremolite, and has developed later than the serpentine and chlorite.

As mentioned above, the border of the peridotite against the surrounding rocks is generally enriched in talc and actinolite, particularly close to amphibolitic rocks. The contact surfaces of the ultrabasic are thus often transformed into soapstone or steatite composed mainly of talc with varying quantities of actinolite, chlorite, serpentine and — in certain parts — carbonate, generally breunnerite. The soapstone mainly consists of two components: either chlorite and talc, or actinolite and talc. Breunnerite bearing rocks occur at the uppermost contact of the peridotite in the NW but the carbonate is inconspicuous at the soapstones of the sides of the massive.

The wall rock of the soapstone is usually a chlorite rock, which is a complete chloritization of an amphibolite, or a mica-schist. The chlorite schist is widely distributed along the contacts of the ultrabasic of Muruhatten, and often covers a wider zone than the soapstone. It is frequently a rather pure chlorite rock, with magnetite crystals as a common accessory mineral. A chlorite rock with large garnets (1 to 3 cm) may also be typical. This one holds a little less magnetite. A vermiculite schist appears as a transition to the mica-schist.

Part of the chlorite rock is usually developed as an actinolite-chlorite schist, with long prisms of actinolite, sometimes several cm in length. Chlorite rock with anthophyllite and actinolite is occasionally met with. Towards the soapstone, the chlorite-actinolite schist passes into a talc-actinolite rock. Anthophyllite is only found in chlorite rock. Towards the amphibolite remnants of zoisite and ilmenite may be detected. The chlorite of these rocks is a clinochlorite of high birefringence, rather large axial angle, and faint pleochroism.

The following rock sequence can be given as a typical instance of more complete type of transition: Serpentinous dunite, serpentine-olivine-actinolite rock, talc and actinolite bearing serpentine, talc-actinolite rock, talc-chlorite rock, chlorite-actinolite rock, chlorite-anthophyllite-actinolite rock, chlorite rock, amphibolite or vermiculitic mica-schist.

The alteration products are better developed between the peridotite and the amphibolite than between the former and the mica-schist. The best developed soapstone deposits are localized at the appearing of pegmatites, aplites and tourmaline rocks. Where these rocks are best developed, the soapstone zones are the widest. Several occurrences are described in more detail in connexion with profile sketches below.

The soapstones along the sides of the peridotite mass are rather devoid of breunnerite or ankerite, and carbonates are found only at the top of the body in the NW part. The peridotite here may also contain a little breunnerite, and it is richer than usual in talc.

Section 1, Muruhatten.

W of the ultrabasic, finely schistose amphibolites crop out. Some distance from the contact to the peridotite they are homogenous and of fine, needle-like schistosity. A volumetric analysis of one rock section showed the following composition: amphibole 78.7 %, plagioclase and a little quartz 14.5 %, zoisite 5.6 % and rutile 1.2 %. The amphibole is a green pleochroic hornblende: γ greenish blue $= \beta$ olive green $> \alpha$ yellowish green. The axial angle is $2V_\alpha = 77° \pm 2°$, the extinction angle $16 \pm 2°$, and the birefingence about 0.024. According to the refraction indices the feldspar is an oligoclase about $Ab_{76}An_{24}$.

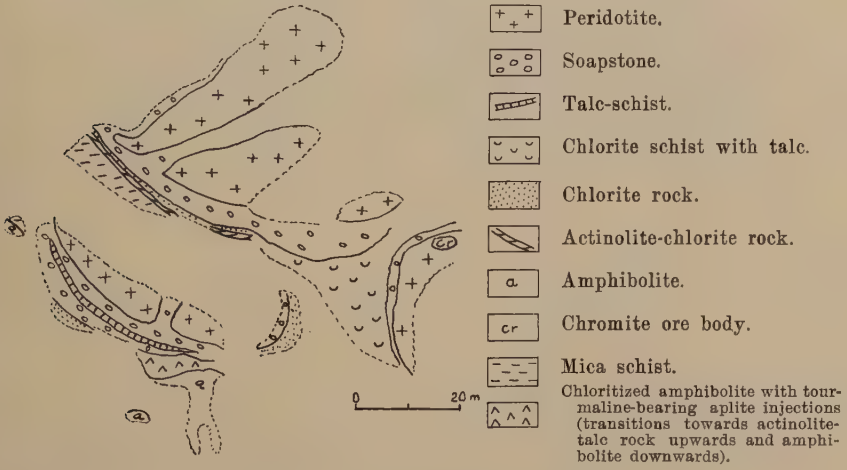

Peridotite.
Soapstone.
Talc-schist.
Chlorite schist with talc.
Chlorite rock.
Actinolite-chlorite rock.
a
Amphibolite.
cr
Chromite ore body.
Mica schist.
Chloritized amphibolite with tourmaline-bearing aplite injections (transitions towards actinolite-talc rock upwards and amphibolite downwards).
0
20 m
cr
a

Fig. 10. Section 1, Muruhatten, 1930.

The amphibolite in the lower part of the section has been intruded by aplites and is of a somewhat different composition. The rock has a high biotite content and generally more plagioclase and quartz. The pleochroism of the amphibole is weaker and the axial angle larger. One angle was measured to be $2V_\alpha = 85° \pm 2°$ (extinction angle $13.5° \pm 2°$). The biotite and the hornblende are partly altered to clinochloritic chlorite. The aplites are fine-grained and irregularly distributed. They may be composed of plagioclase (about An_{19}), quartz, biotite and tourmaline, garnet, chlorite, sericite, rutile, zoisite, and pyrrhotite.

There might have been some mica-schist beside the peridotite, though this is hard to distinguish from aplite injected amphibolite.

Next to the soapstone the rocks are transformed to chlorite-schists, partly with actinolite. These pass into an inconspicuous, uneven zone of talc-actinolite-schist, and later into a wider zone of soapstone consisting of chiefly talc with a little chlorite and sometimes breunnerite. All the actinolite is transformed into talc.

In the middle of the soapstone a thin zone of pure talc can be distinguished. There has been some gliding here, which has probably been the cause of the development of pure talc-schist. This zone may be considered the original contact-line of the peridotite.

A pure specimen of white talc was analyzed:

Table 11. Talc from Murhatten. Analyst R. Blix.

		Mol. prop.	Mol. %
SiO_2	62.61	10 383	49.8
Al_2O_3	tr.		
Fe_2O_3	—		
FeO	2.46	342	1.6
MnO	0.01	1	
MgO	30.22	7 495	36.0
H_2O^+	4.72	2 620	12.6
	100.02		100.0

Sp. gr. 2.791 (Blix)

$$\gamma = 1.596 \pm 0.003 \text{ (immersion method)}$$
$$\alpha = 1.550 \pm 0.003$$

The peridotite just above the soapstone is much altered, actually into a talc and a little breunnerite-bearing serpentine.

The soapstone zone above, at the border of the main mass of the peridotite, is not completely transformed, and is therefore harder, with a rest of serpentine and actinolite. The rock complex designated a talc-chlorite-schist in the section has a rest of chloritized mica-schist and is not quite homogeneous.

At the border of the peridotite, on the right hand side of the section a body of chromite ore is seen. The photo fig. 11 and the sketch fig. 12 give a closer view of the mass. The main body is composed of predominant black chromite with a little chlorite. An analysis by Statens Provningsanstalt (a sample of 5.6 kg out of 25 kg) gave:

Cr_2O_3	36.0 %
Fe	11.8 %
Pt	0.05 gr/ton

As a chrome ore it is rather poor in Cr_2O_3. The outcrop is not a true cross-section, but an oblique one, and the depth of the body is only a few metres. The transition from the ore to the peridotite is rather abrupt, with uneven contours, and the surrounding rock is not rich in chromite grains.

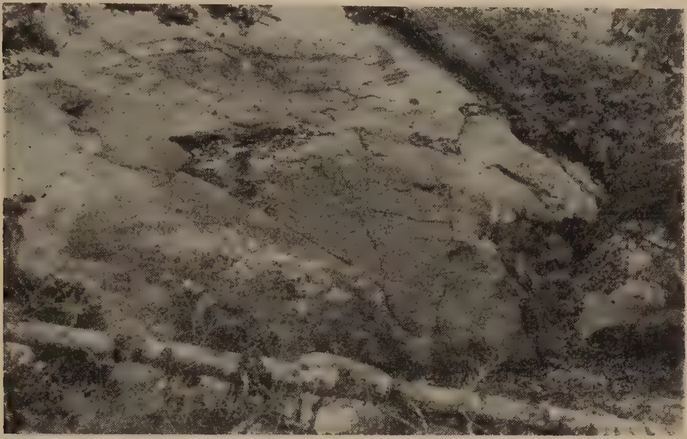


Fig. 11. Photo of a chromite body in the peridotite of Muruhatten.

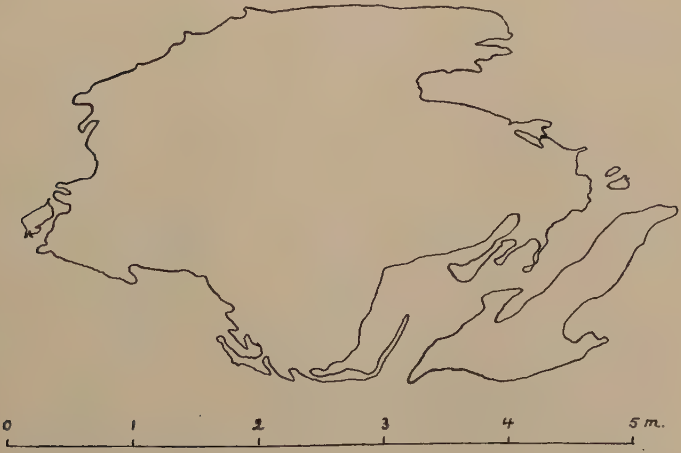


Fig. 12. A outline drawing of the chromite body.

Other concentrations of chromite have been observed at Lejarklumpen, Rautats, St. Väktarklumpen, and — in very small bodies — at Junsterklumpen and N of Bygge (Lindmon) in Frostviken. They generally occur as bands or sheets from a few cm to $^1/_2$ m wide and from one to several meters long. They may show a sharp contact against the surrounding peridotites but transitions are also observed. The peridotite close to the chromite ore is not more altered than the surrounding rock.

The chromium content of the Lejarklumpen ores is about the same or a trifle higher than at Muruhatten. At Rautats the percentage of chrome may be higher, up to 49 % of Cr_2O_3, but the ore bodies are inconspicuous. Purple crystals of kämmererite about $^1/_2$ cm in size occur in fissures of the chromite body of Muruhatten. Otherwise, chloritic minerals mostly occur between the chromite grains. In less altered peridotites the grains between the chromites may be predominantly olivine.

Section 2, Muruhatten.

A close description of an injection of pegmatite accompanied by a tourmalinized zone around, intruded at the wall-rock contact of the peridotite, will be given below, together with sketches of the arrangement of the rocks.

One longitudinal- and one cross-section show the developments round the injected granite or pegmatite. The photo, fig. 15 illustrates the injection-gneiss, and a »tourmaline-schist» above this. Fig. 16 is a photo of the tourmaline rock below the injection gneiss. The tourmaline aureole around the injection gneiss is more compact on the lower and more diffuse on the upper side, in the migmatitic schist.

A rock sample of the injection gneiss was analyzed.

Table 12. Injection gneiss, Muruhatten. Analyst I. Sucksdorff.

SiO_2	59.28	9 823		Norm			Actual composition	
TiO_2	n. d.							
Al_2O_3	20.50	2 006		Or	15.01		Plagioclase ($An_{11.5}$)	65.0 %
Fe_2O_3	1.87	115		Ab	57.11		Quartz	6.0
FeO	4.64	646		An	8.90		Biotite	22.0
MnO	tr.			C	3.37		Garnet	5.0
MgO	2.58	640		Σ Sal	84.39		Zoisite	0.3
CaO	1.79	319	Hy	$MgSiO_3$	5.40	11.08	Magnetite	1.7
Na_2O	6.73	1 085		$FeSiO_3$	5.68			100.0
K_2O	2.52	267	Ol	Mg_2SiO_4	0.77	1.69		
H_2O	0.52	289		Fe_2SiO_4	0.92		Apatite less than	0.1 %
	100.38			Mt	2.78			
Sp. gr. = 2.78.				Σ Fem	15.55			
				Akerose				

In the actual composition, the magnetite, zoisite and garnet are calculated according to Rosiwal measurements. The composition of a garnet from section 5 is given on p. 190. The plagioclase has been determined on the universal stage as An_{12} or $An_{12,5}$. According to the calculation of the rock analysis it is $Ab_{88,5}$ $An_{11,5}$. The quartz and biotite are calculated as the rest. The composition of the biotite (with estimated TiO_2 content) will be about: SiO_2 37.8 %, TiO_2 1.5, Al_2O_3 21.0, Fe_2O_3 2.2, FeO 11.5, MgO 13.0, Na_2O 0.9, K_2O 9.4, H_2O 2.7 (weight %).

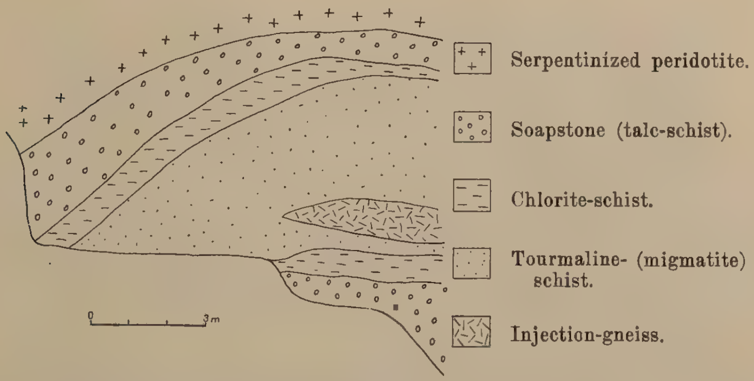
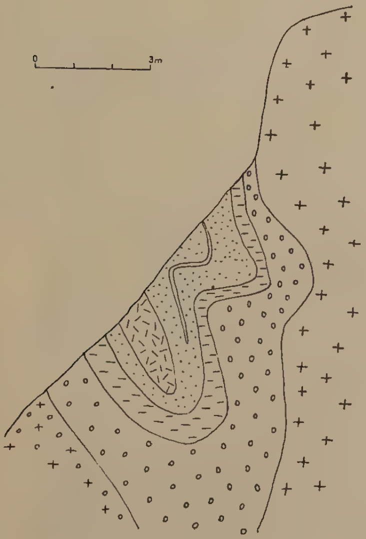


Fig. 13. Detail map 2 a, longitudinal section. Inclined view (as seen by the cross-section, fig. 14).



Legend as in fig. 13. The lowermost rock of this section is a transitional rock between soapstone and serpentinized peridotite (crosses and circles).

Fig. 14. Detail map 2 b, cross-section. Vertical view. Murnhatten.

The rock analysis showed a little less plagioclase and quartz, and a little more biotite than the Rosiwal analysis. Another rock specimen had a considerable content of muscovite, nearly equal to that of biotite.

The rocks are schistose and folded, sometimes coarse-grained and sometimes sugary-grained. The large plagioclases have poikilitic intergrowth of small quartz grains. The largest mineral is the garnet. The muscovite, when present, is larger than the biotite which is bigger than the smaller grains of feldspar and quartz. The zoisites are always small, and the apatites are very minute.

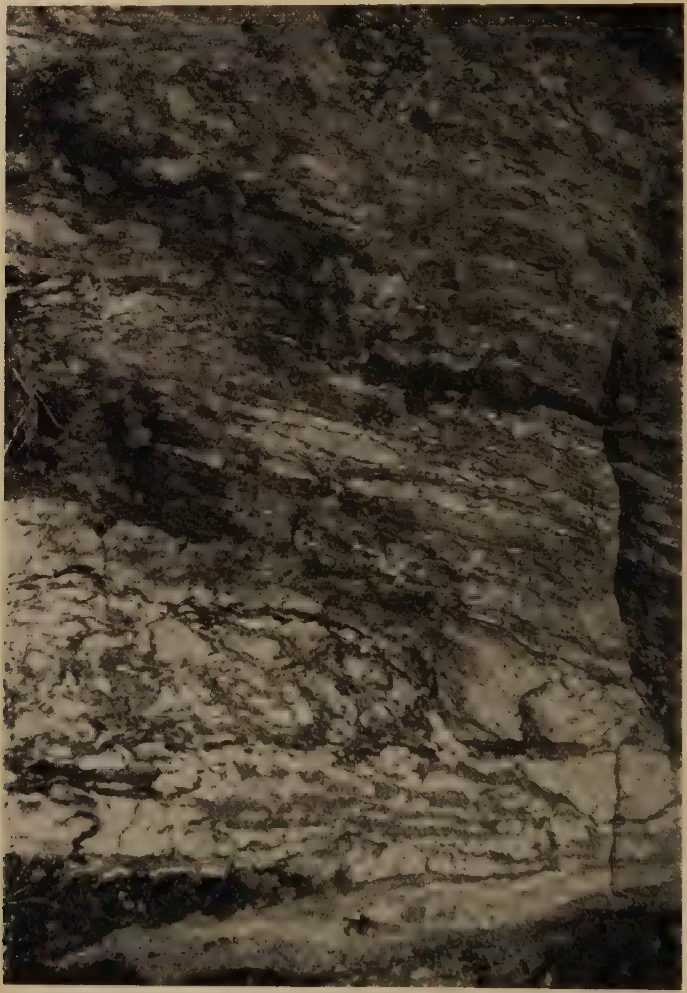


Fig. 15. Photo of injection-gneiss, with »tourmaline-schist» above.
From section 2 a, Muruhatten.

By comparison with the injected pegmatites in the schists round-about the described rock was found to be of the type in which plagioclase dominates, and at the same time to those poorest in lime. As most of the injections at the peridotite borders it is poor in quartz and rather rich in biotite.

As will be seen in the photo fig. 15 the pegmatite injections are rarer higher up. The rock here is complex. It has originally partly been an amphibolite and partly probably a mica-schist, which have been injected by pegmatites, and subsequently by pneumatolytic and hydrothermal solutions. The minerals of the rock are the following: plagioclase, tourmaline, hornblende, biotite, muscovite, chlorite, garnet, rutile, zoisite, ilmenite, epidote-orthite, zoisite-orthite, and pyrrhotite. The rock is generally coarse-grained with unequal distribution of the various minerals. In the lower part, feldspar generally predominates and in the upper parts biotite (vermiculite) or chlorite.

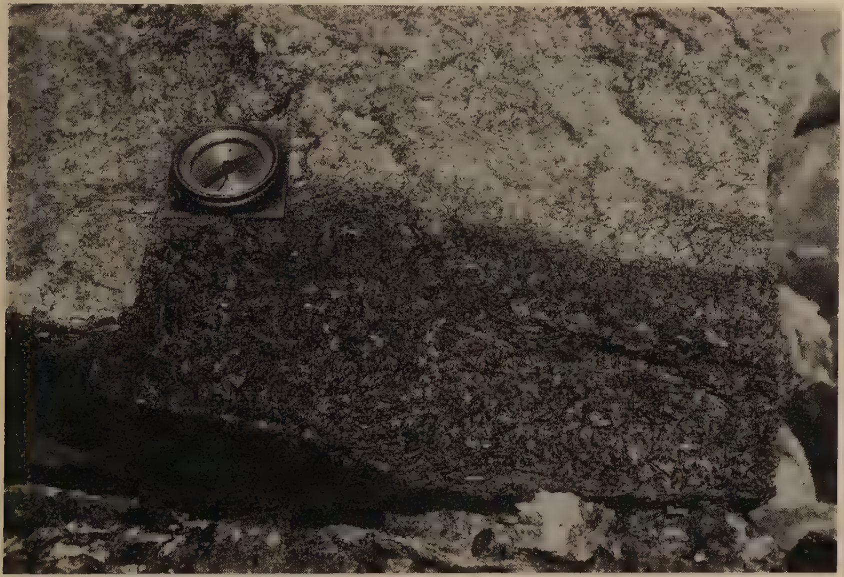


Fig. 16. Photo of tourmaline rock beneath the injection gneiss.

The tourmaline is a permanent constituent, varying between a few and 20 % of the rock. It appears as large, poikiloblastically idiomorphic crystals, a few cm in length and $^1/_2$ to 5 mm wide. The pleochroism is strong, with E pale yellowish green and O olive green. The colour is not even, and in some tourmalines O may also be bluish green. The colour at the edges is often weaker than in the central part.

Table 13. Tourmaline from Muruhatten. Analyst R. Blix.

			Mol. %
SiO_2	36.70	6 086	38.0
TiO_2	1.38	172	1.1
Al_2O_3	30.97	3 030	18.9
Fe_2O_3	1.73	108	0.7
Cr_2O_3	0.03	2	—
FeO	2.94	409	2.6
MnO	no tr.		
MgO	8.83	2 190	13.7
CaO	1.63	291	1.8
Na_2O	2.49	402	2.5
K_2O	0.21	22	0.1
Li_2O	no tr.		
P_2O_5	no tr.		
B_2O_3	9.50	1 364	8.5
H_2O^+	3.49	1 937	12.1
H_2O^-	0.17		
F	no tr.		
	100.07		

Sp. gr.	3.250 (Blix)
$N_{\epsilon_{Na}}$	1.6256
($N_{\omega_{Na}}$	1.648)

The refraction lines of the polished surfaces observed on the refractometer were not quite distinct, at least not that of $n\omega$, evidently owing to zonal growth of the crystals. According to the formulas of F. Machatschki (32) the composition of the tourmaline corresponds to $[Na_2Ca]$ $[Mg_8Al_{19}]$ $B_9Si_{18}H_{11}O_{93}$ (B_2O_3 is a little too low and water a little too high for this formula).

The plagioclase of the migmatitic rocks (outside the pegmatite injections) is mostly somewhat sericitized and saussuritized, and shows undulous extinction. It constitutes the matrix between the other minerals, and it is often hard to discern. According to the traces of cleavages observed with the universal stage, it varies between $Ab_{70}An_{30}$ and $Ab_{64}An_{36}$. The refraction indices of one fragment were $\alpha = 1.544$—1.545 and $\gamma = 1.553$—1.554 as determined by immersion liquids, corresponding approximately to $Ab_{67}An_{33}$. The feldspar of the rock is therefore similar to that of many amphibolites in this region. It is chiefly derived from the plagioclase of the amphibolite.

Here and there the hornblende is an abundant component, but it is sometimes absent. The crystals are large, with strong absorption but weak pleochroism: γ green $= \beta$ brownish green $> \alpha$ yellowish green. The optic axial angle is $2V\gamma = 89° \pm 2°$, the dispersion $\varrho > v$, and the extinction angle $c:\gamma = 16° \pm 2°$. The amphibole is evidently a common hornblende with a tendency toward the pargasites. A rather similar variety is described by E. Grip (20). He gives the following data:

$\alpha = 1.645 \pm 0.003$
$\gamma = 1.672 \pm 0.003$, $\gamma - \alpha = 0.023$
2V negative close to 90° ($2V\gamma = 88, 88, 93°$),
pleochroism: γ greenish blue, β olive brown, α pale yellowish brown,
sp. gr = 3.162.

The author has received from Prof. H. Backlund (personal communication) the chemical data of an analysis of the hornblende described by Grip, which will soon be published:

Table 14. Hornblende from zoisite-amphibolite, Nieripeivi, Soutsfjället, Västerbotten. Analyst N. Sahlbom **(after** H. Backlund**).**

			Mol. %
SiO_2	45.07	7 474	45.02
TiO_2	0.60	75	0.45
Al_2O_3	13.82	1 352	8.14
Fe_2O_3	1.82	114	0.69
FeO	10.58	1 472	8.87
MnO	0.16	23	0.14
CaO	11.68	2 082	12.52
MgO	12.74	3 160	19.02
Na_2O	2.67	431	2.60
K_2O	0.33	35	0.21
H_2O^+	0.70	388	2.34
	100.17		100.00

The biotite, with pleochroism: γ olive-brown > β brown > α very pale yellowish, is sometimes intercalated with muscovite, and is often changed to chlorite. The muscovite occurs as thin flakes of sericite as an alteration of the feldspar, but it is also an independent component of the magnitude of the other minerals. The chlorite is a clinochlorite with an anomalous greenish birefringence of about 0.007 and of visible pleochroism: α pale bluish green, γ almost colourless. The axial angle is small though visible, and the extinction angle is about 3°. The chlorite is principally secondary to biotite and amphibole, but also to tourmaline and garnet.

The zoisite is mostly an alteration product of plagioclase. In two rock specimens it is perfectly recrystallized, forming idiomorphic prisms. Its interference colour is abnormally bluish, and it has often a core of brownish yellow (parallel light) orthite. Pistazite-orthites are also seen.

Pleochroic halos around the zoisite-orthite, pistazite-orthite, and rutile occur in the biotite and in the chlorite. The rutile forms small allotriomorphic grains which may be partly altered to ilmenite.

Garnet occurs as a large, red, idiomorphic mineral of the same type as that of which an anlysis is given on page 190.

The varying mineral proportion in four different rock samples is as follows:

1) plag. > biotite = chlorite > garnet > muscovite > tourmaline = hornblende > zoisite > rutile > ilmenite > orthite.
2) muscovite ≥ plag. ≥ hornblende > chlorite ≥ tourmaline > biotite > garnet > ilmenite.
3) hornbl. ≥ plag. ≥ muscov. = chlorite ≥ biotite > tourmaline > zoisite > garnet = rutile > pistazite-orthite.
4) biotite > chlorite > tourmaline > plag. > rutile > zoisite-orthite.

One rock specimen has been analyzed:

Table 15. Tourmaline migmatite-schist from Muruhatten.
Analyst N. SAHLBOM.

SiO_2	41.35	6 857
TiO_2	1.62	202
Al_2O_3	29.21	2 857
Fe_2O_3	1.20	75
FeO	6.22	726
MnO	0.05	7
MgO	6.77	1 679
CaO	6.10	1 087
Na_2O	3.33	537
K_2O	1.60	170
B_2O_3	1.15	166
V_2O_3	tr.	
H_2O^+	2.01	1 116
H_2O^-	—	
	100.61	
Sp.gr.	2.90	

Actual composition.	
Plagioclase	33.7 %
Hornblende	15.6
Tourmaline	12.6
Muscovite	10.8
Chlorite	9.2
Biotite	6.0
Epidote	6.3
Garnet	3.4
Ilmenite	1.8
Rutile	0.6
	100.0

The mineral composition is calculated from the analysis, with the aid of Rosiwal measurements. According to this calculation the plagioclase is an andesine $Ab_{65}An_{35}$. A slight excess of Al_2O_3, as well as a deficit of SiO_2 resulted. The tourmaline, hornblende, clinochlorite, and garnet were calculated according to the analyzed minerals quoted in this paper, and the biotite according to the figures mentioned in the analysis of the injection-gneiss.

The rock may be interpreted as a migmatitic rock of originally predominantly amphibolite and probably some mica-schist, with an addition of pneumatolytic material from the solutions succeeding the pegmatites. All these pneumatolytically injected rocks are extremely rich in Al_2O_3. By the influence of these solutions the rock has recrystallized and some change of material has occurred. Some MgO from the peridotite may have been added, just as SiO_2 has been resorbed from the pneumatolytic or succeeding solutions. The formation of tourmaline is evidently favoured by the presence of rocks rich in MgO.

The tourmaline has crystallized later than the plagioclase, hornblende, or mica. The zoisite is contemporaneous with the tourmaline, or somewhat later. The chlorite soon succeeds the tourmaline.

The upper part of the rock is mainly composed of biotite, tourmaline, chlorite, plagioclase, and rutile and passes into a rock predominantly composed of chlorite, in which the tourmaline soon disappears and anthophyllite and actinolite come in later. Talc then appears and the anthophyllite vanishes. This rock passes into a talc-schist rich in actinolite. One such type has been analyzed:

Table 16. Actinolite-talc-schist, Muruhatten. Analysts R. Blix and I. Sucksdorff.

SiO_2	58.18	9 640
Al_2O_3	1.16	113
Fe_2O_3	0.50	31
Cr_2O_3	tr.	
FeO	5.01	697
MgO	25.20	6 250
CaO	7.05	1 257
Na_2O	0.04	6
CO_2	0.20	45
H_2O^+	3.32	1 843
	100.61	
H_2O^-	0.10	
Sp.gr.	2.89	

Actual composition:	
Actinolite	52.5 %
Talc	46.4
Magnetite	0.7
Ankerite	0.4
	100.0

Calculated from this rock analysis, the following composition of the actinolite is obtained:

Table 17. Actinolite calculated from actinolite-talc-schist.

			Mol. %
SiO_2	54.8	9 088	48.0
Al_2O_3	2.2	215	1.1
FeO	6.9	960	5.1
MgO	20.8	5 159	27.2
CaO	13.1	2 335	12.3
Na_2O	0.1	16	0.1
H_2O	2.1	1 166	6.2
	100.0		100.0

Observed on the universal stage: $2V\alpha = 80.5° \pm 2°$, $c: \gamma = 16° \pm 2°$. Polished surfaces of two actinolite crystals from another similar rock sample gave the following figures:

	1)	2)
$\alpha =$	1.6171 (Na-light)	1.6186 (Na-light)
$\beta =$	1.6323 »	1.6331 »
$\gamma =$	1.6442 »	1.6445 »
$2V_\alpha$ (calculated)	82° 16′	82° 26′

The analysis and the optic data correspond closely with those of an actinolite from Greiner, Zillerthal according to W. KUNITZ (29). The Muruhatten actinolite is only slightly richer in iron.

As shown on the cross-section, fig. 14, the talc-schist widens downward and is connected with the soapstone on the lower side of the injection-gneiss. A rock specimen of a typical soapstone was analyzed here:

Table 18. Soapstone from Muruhatten. Analyst R. BLIX.

SiO_2	58.28	9 665
Al_2O_3	0.83	81
Cr_2O_3	0.25	16
Fe_2O_3	0.30	19
FeO	5.24	729
MnO	0.05	7
MgO	29.43	7 299
CaO	0.13	23
CO_2	0.09	20
S	0.55	171
H_2O^+	5.03	2 792
H_2O^-	0.19	
	100.37	
−O for S	0.28	
	100.09	
Sp.gr.	2.79	

Actual composition:	
Talc	92.6 %
Chlorite	4.6
Ankerite	0.2
Pyrrhotite	1.8
Magnetite and chromite	0.8
	100.0 %

The talc has been calculated as the remainder, which is exactly equivalent to the analyzed talc.

The peridotite next above the talc-schist is a transitional zone of much altered rock, still bearing actinolite and talc. It is rather like the analyzed peridotite, Table 10.

The tourmaline rock on the lower side of the injection-gneiss is composed of predominant tourmaline with some chlorite, which passes first into chlorite rock and then into soapstone. The peridotite is not outcropping just below the soapstone.

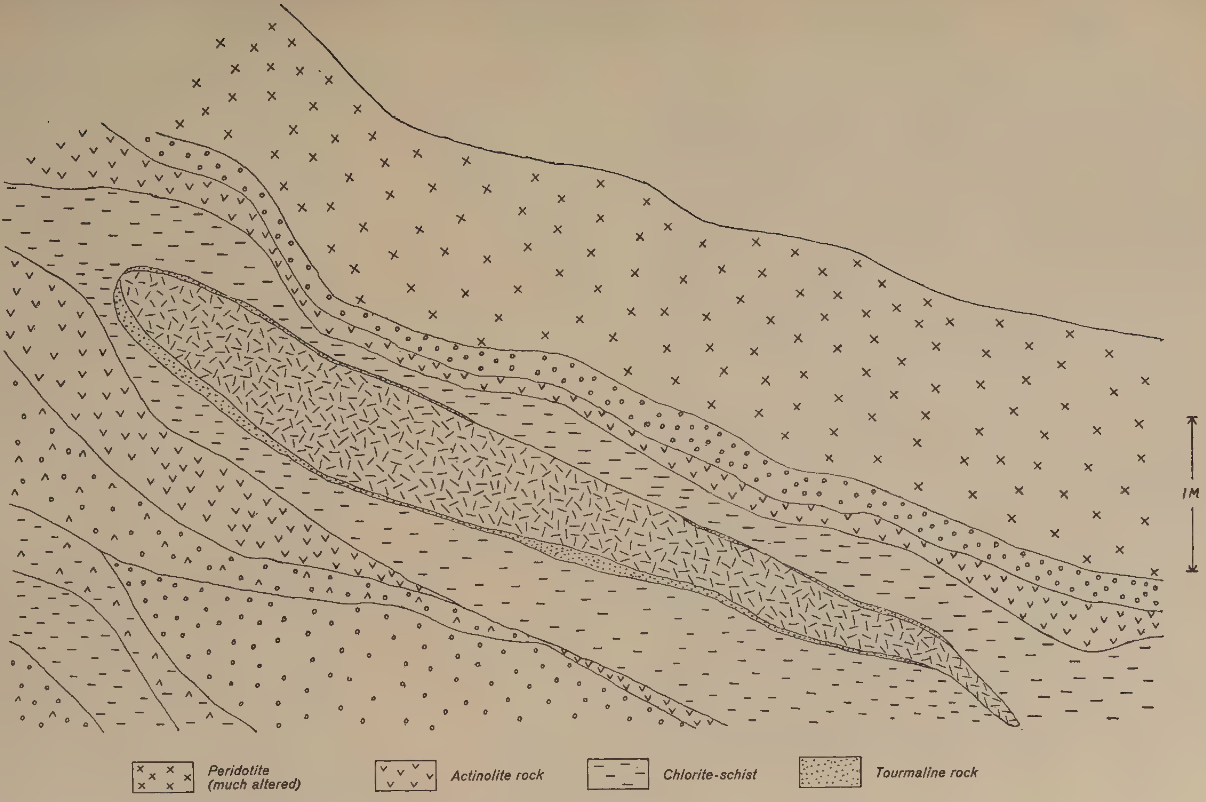

1 M
Peridotite (much altered)
Actinolite rock
Chlorite-schist
Tourmaline rock
Soapstone (Talk-schist)
Actinolite-bearing Soapstone
Actinolite-bearing chlorite-schist
Injection-gneiss

Fig. 17. Section 3, Muruhatten. Longitudinal, vertical profile at the southern, central side. 1930.

Section 3.

The vertical profile, fig. 17, shows a body of injection-gneiss in a narrow fold in the border of the peridotite. On the whole, it seems that these injections occur particularly at the boundary of the ultrabasic where they overlap the other rocks. This is a zone of movement, where less resistance might well have been offered to the injections, which seem to be intruded at the epoch of folding.

The injection-gneiss is of the same type as in the central part of the former section. The mica-schists or amphibolites which were here originally between the injection and the peridotite have been inconspicuous. The reaction rocks form thinner zones in this section. At the upper part to the left the injection passes out and is now eroded. The zones here therefore seem wider than they actually are. This also applies to the lower parts to the right where the injection body passes into the wall.

The injection-gneiss consists of predominantly acid plagioclase (about $Ab_{87}An_{13}$) with some biotite, muscovite and quartz as the chief components. It is surrounded by a compact rock consisting almost entirely of tourmaline. This is surrounded by a wider zone of chlorite rock, with light coloured amphiboles at its outer margin, passing into a rock in which actinolite is dominant, and then into soapstone or talc schist. On the upper side, this talc-schist is not well developed, and forms transitional zone toward the talc and actinolite bearing peridotite.

Section 4.

The detail map, section 4, shows a remnant of amphibolite between two blocks of peridotite, and the altered rocks between.

The upper peridotite is similar to that analyzed (p. 169), only slightly more talc-bearing near the border. The weathered surface of the lower peridotite is shown in the photo, fig. 18. Large crystals of olivine with serpentinization of ray-like antigorites oriented in different directions have been attacked by later developed talc and a little breunnerite. In certain spots actinolite is visible, often of spherulitic shape. The boundary of the peridotite is partly slickensided, with dense serpentine. An asbestos dike with cross-fibre serpentine asbestos is indicated on the drawing.

The amphibolite in the centre is developed as a coarse-grained rock with idiomorphic crystals of zoisite, large tourmalines, hornblende, and minute grains of rutile. Ilmenite or titanomagnetite occur as a secon-

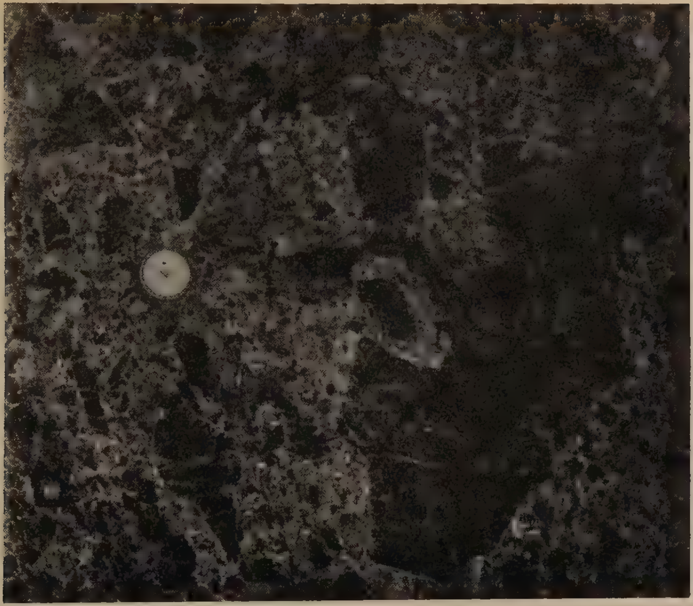


Fig. 18. Photo showing a surface of peridotite. The dark spots are serpentinized olivines, and the light areas secondary talc.

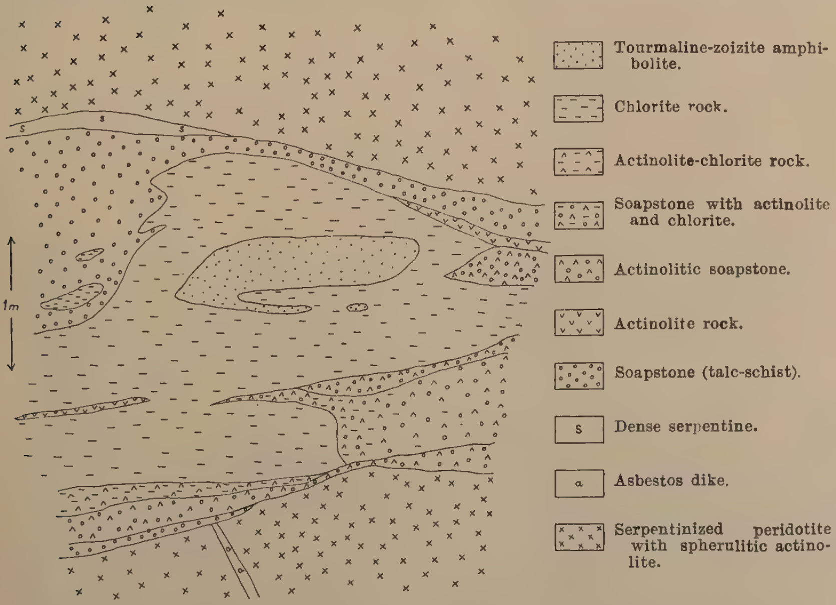

1m
s
Tourmaline-zoizite amphibolite.
Chlorite rock.
Actinolite-chlorite rock.
Soapstone with actinolite and chlorite.
Actinolitic soapstone.
Actinolite rock.
Soapstone (talc-schist).
s Dense serpentine.
a Asbestos dike.
Serpentinized peridotite with spherulitic actinolite.

Fig. 19. Section 4. Vertical profile, inclined about 18° toward the left.

dary transformation of the rutile. Part of the chlorite seems to be secondary after biotite. A rock sample has been analyzed:

Table 19. Tourmaline-zoisite amphibolite, Muruhatten. Analyst R. Blix.

SiO_2	35.64	5 910
TiO_2	1.84	230
Al_2O_3	27.81	2 721
Fe_2O_3	1.40	88
FeO	4.72	657
MnO	0.10	14
MgO	7.56	1 875
CaO	14.65	2 612
Na_2O	0.41	66
K_2O	0.05	5
B_2O_3	1.24	178
P_2O_5	0.06	4
H_2O^+	4.14	2 298
H_2O^-	0.38	
	100.00	

Actual composition:	
Zoisite	54.3
Hornblende	11.4
Tourmaline	13.1
Chlorite	19.0
Rutile	1.1
Ilmenite (Titanomagnetite)	1.0
Apatite	0.1
	100.0

As compared with the tourmaline-schist on p. 180, this analysis indicates a higher percentage of original amphibolite, with a greater hydrothermal alteration (the content of alkalies is thus lower here).

In the calculation, the zoisite was reckoned as the rest. This gave a peculiar composition of the zoisite, as the FeO predominated over the Fe_2O_3. Mineral fragments of zoisite were therefore partly analyzed by R. Blix and gave the following iron percentage:

FeO 1.08 % (by weight)
Fe_2O_3 0.78 %

The rock analysis gave a little higher iron percentage, because the tourmaline and hornblende of the rock are probably richer in iron than those used in the calculation. The chlorite ought to be a trifle richer in alumina and iron than the analyzed one below.

The zoisite forms idiomorphic prisms (about $^1/_2$ mm wide), with cleavages both parallel to the longitudinal direction and at right angles to this. The axial plane is perpendicular to the long axis of the crystal (β-zoisite) and the dispersion is strong $\varrho > v$. The birefringence is weak, about 0.005, with distinctly abnormal colours, grayish blue or brownish yellow in different grains or in the same grain, when the bluish colour may be the central part and the yellowish the external. The optic axial angle varies between $2E = 15°$ and $2E = 52°$. The bluish coloured zoisites have axial angles between $2E = 15°$ and $2E = 26°$ or a little more, and the yellowish zoisites between 36° and 52° for white light. 36° may be the transition point between the bluish and yellowish interference colours. A measurement, on the universal stage of the axial angle of an abnormal bluish grain gave $2V_{\gamma} = 14° \pm 2°$. With the immersion method the refraction indices were estimated to be:

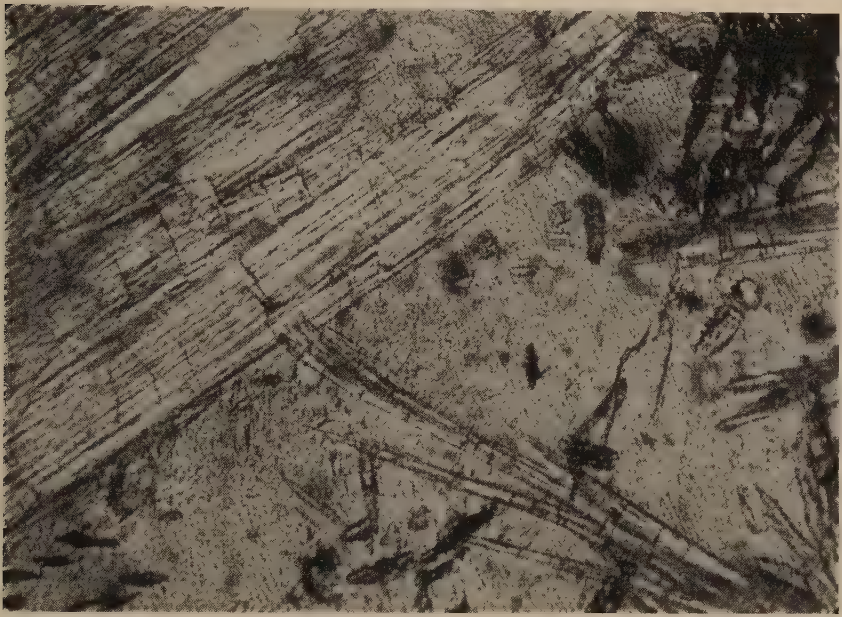


Fig. 20. Beam-like anthophyllites in compact chlorite rock. The amphiboles show beginning resorption by the chlorite. || nic. Magnif. 20 ×.

$$\alpha = 1.708 \pm 0.003$$
$$\gamma = 1.713 \pm 0.003.$$

The tourmaline is of the same type as in the former section with large prisms up to $^1/_2$ cm in width. Refraction indices of powder of the tourmaline were determined to:

$$\alpha = 1.626 \pm 0.002$$
$$\gamma = 1.652 \pm 0.003 \text{ (birefringence about 0.025).}$$

The hornblende is allotriomorphic in relation to tourmaline and zoisite. The strong greenish absorption is a little uneven. The pleochroism is weak, with γ bluish green, β green, and α yellowish green. The axial angle is positive. It is determined to be:

$$2V_{\gamma} = 84° \pm 2°, \text{ with an extinction angle of } 16° \pm 2°.$$

The refraction indices were measured to be:

$$\alpha = 1.649 \pm 0.002,$$
$$\gamma = 1.671 \pm 0.002 \text{ (birefringence about 0.023).}$$

In the analysis it is calculated according to the one quoted on page 179, table 14.

The hornblende is much changed to chlorite. It is a clinochlorite, with a high birefringence of about 0.009, and weak pleochroism in green. The axial angle is relatively large, about $2E = 40°$. The dispersion is weak, with $v > \varrho$. Outwards, the chlorite increases rapidly, and soon becomes quite predominant. The hornblende and tourmaline vanish before the zoisite, which may be seen as small remnants. The rutile is often transformed into ilmenite. Outwards, these are replaced by magnetite occuring as idiomorphic octahedra. Most of the rock round the amphibolite is chlorite rock composed of quite predominating clinochlorite with solitary magnetites and eventually minute remnants of zoisite or epidote, which are hard to discern. A sample was analyzed:

Table 20. Chlorite rock, Muruhatten. Analyst R. Blix.

(20 a. The same with deduction of a little magnetite according to Rosiwal measurements.)

			20 a		Mol. %
SiO_2	30.58	5 071	30.86	5 118	22.84
Al_2O_3	18.35	1 795	18.52	1 812	8.08
Cr_2O_3	0.02	1	0.02	1	
Fe_2O_3	2.00	125	1.53	96	0.43
FeO	6.31	878	6.14	855	3.81
MnO	0.04	6	0.04	6	0.03
MgO	29.91	7 418	30.20	7 490	33.41
CaO	tr.				
Na_2O, K_2O	—				
H_2O^+	12.57	6 977	12.69	7 044	31.40
H_2O^-	0.30				
	100.08		100.00		100.00

According to G. L. Dschang (18), the composition of the chlorite is 51.3 % At, 44.0 % Sp and 4.7 % $H_8Mg_4Si_5O_{18}$, or 51.3 %. At and 48.7 % Sp, corresponding to clinochlorite. Determination of the refraction indices by the immersion method gave:

$$\alpha = 1.588 \pm 0.003$$
$$\beta = 1.591 \pm 0.003$$
$$\gamma = 1{,}596 \pm 0.003$$
$$\gamma - \alpha = 0.009 \text{ (with the Berek compensator).}$$

The apparent optic axial angle is $2E = 23° \pm 8°$. The dispersion is $v > \varrho$. The interference colour is a slightly abnormal greenish gray. Pleochroism is weak but visible, with $\alpha = \beta$ green or bluish green $> \gamma$ pale greenish yellow. The extinction angle is about 4°.

Light coloured amphiboles appear towards the peridotites, more anthophyllite than actinolite in the chlorite rock, actinolite alone in the talc bearing chlorite-schist. The amphiboles are unequally distributed, and may form enriched parts in the chlorite rock, though they are generally more common toward the ultrabasic, where the talc is increasing in number. Close to the contact of the peridotite serpentine may also occur in the soapstone. Slickensided rocks of almost pure serpentine occur sometimes at the border of the peridotite. This serpentine is an antigorite with a birefringence about as high as that of the chlorite and a rather small axial angle about $2E = -45°$ ($\pm$ 5°).

In the same zone, a little beside the described section, a vertical profile has been measured:

255—655 cm.	Peridotite
210—255	Actinolite-talc rock
175—210	Actinolite rock
139—175	Actinolite-chlorite rock
119—139	Chlorite rock
89—119	Amphibolite-greenstone
50— 89	Chlorite rock
7— 50	Chlorite rock with large magnetite octahedra
0— 7	Coarse, fibrous actinolite rock with chlorite.

Here the lowermost peridotite did not outcrop. The amphibolite (greenstone) in the centre is more chloritized than that in the section described above. Its composition is: clinochlorite>hornblende>> zoisite>ilmenite>titanite (leucoxene)>apatite. The hornblende is similar to that described, but is optic negative, with a slightly stronger pleochroism. It is very much chloritized. The zoisite occurs as allotriomorphic remnants in the chlorite. It has bluish and grayish interference colours. There is sometimes a core of a greenish epidote, of a higher birefringence.

In another locality at Övervattsberget, where a pegmatite is intruded by the side of an amphibolite close to a peridotite, the amphibolite has been transformed into a zoisite-actinolite rock with clinochlorite, talc and quartz. The zoisite has a bluish-gray interference colour and a very small axial angle, but it often has a core of grayish yellow colour (+ nic.) and a large axial angle. — Certain parts of the pegmatite are strongly mylonitized to a sugary-grained rock, and the amphibolite is in part strongly schistose with fibrous amphiboles. The peridotite also shows mylonitic zones, where the rock is sugary-grained with predominant breunnerite.

Section 5.

The detail map, section 5, illustrates the conditions at the easternmost contact of the Muruhatten ultrabasic. The serpentine is talc-bearing at the contact and has an outer zone of actinolite rock which is not conspicuous and often fails. The surrounding rock is a chlorite-schist with large magnetite crystals. This one is more extensively developed, and changes outwards into chlorite-schist with large, porphyritic, reddish garnets, averaging 2 cm in diameter. The large dodecahedra have often small interpositions of magnetite (or titanomagnetite), quartz or feldspar, and alteration products of chlorite. An analysis was made of picked material:

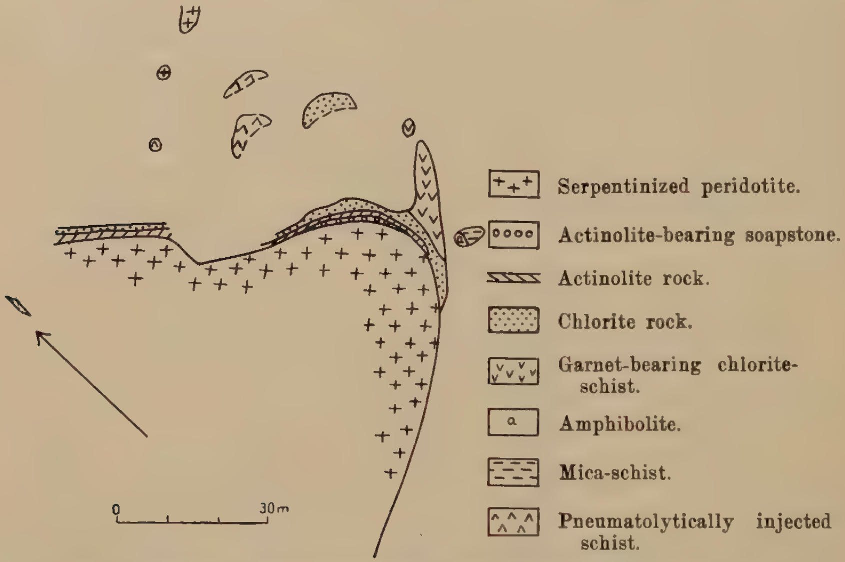

0
30 m
Serpentinized peridotite.
Actinolite-bearing soapstone.
Actinolite rock.
Chlorite rock.
Garnet-bearing chlorite-schist.
Amphibolite.
Mica-schist.
Pneumatolytically injected schist.

Fig. 21. Section 5, detail map of the eastern end of Muruhatten, 1930.

Table 21. Garnet from Muruhatten. Analyst R. BLIX.

			Mol. %
SiO_2	37.21	6 171	42.52
TiO_2	0.14	17	0.12

			Mol. %
Al_2O_3	20.97	2 052	14.12
Cr_2O_3	0.02	1	0.01
Fe_2O_3	0.04	2	0.01
FeO	32.65	4 545	31.33
MnO	2.02	285	1.96
MgO	2.74	680	4.69
CaO	3.67	654	4.51
Na_2O	0.14	23	0.16
K_2O	tr.		
H_2O^+	0.15	83	0.57
H_2O^-	0.10		
	99.85		100.00

Refraction index:
(determined by K. Lupander, Helsingfors, on prism.)

$$\left.\begin{array}{ll} \lambda = 579\,\mu\mu & n = 1.8083 \\ 546 & = 1.8107 \\ 436 & = 1.8311 \end{array}\right\} \pm 0.0003$$

Sp. gr. 4.145 ± 0.002 (Blix)

The analysis corresponds to:

	Mol. %	Weight %
Andradite	0.1	0.1
Almandite	73.8	75.0
Spessartite	4.6	4.7
Pyrope	11.0	10.5
Grossularite	10.5	9.7

A similar garnet from Junsternäset is also analyzed (see below, p. 198).

The chlorite-schists show transitions to vermiculitic types, and by their macroscopic appearance they are evidently alterations of original mica-schists. The alkalies were removed by the transformation, as well as some silica and lime. The interchange of material with the peridotite has brought about an increase of MgO and a deposition of SiO_2 and CaO at the peridotite border. Nearer to the ultrabasic the garnets in the schist are chloritized.

The outcrops north of here, designated as pneumatolytically injected schists, are rich in plagioclase, quartz, hornblende, tourmaline and sulphides, besides garnet, chlorite, biotite, and traces of zoisite and rutile. The mineral composition is of unequal distribution, and the quartz and plagioclase are often dominant, but the macroscopical habitude of the rock is that of a mica-schist.

The plagioclase is of very variable composition. In one specimen it was an albite, in another it was an albite-oligoclase, and in a third it was an andesine. It is accordingly conceivable that the original rocks have been partly amphibolites, especially as hornblende is an abundant constituant.

Tourmaline is plentiful in some places and quite absent in others. The hornblende is a pale green amphibole of very weak pleochroism.

Macroscopically, it is dark greenish. The optic axial angle was determined with the universal stage to be $2V_\gamma = 88°$ (or 89) ± 2°, the extinction angle $c: \gamma = 14° \pm 2°$. It was therefore suspected that it might be a cummingtonite, as it occurs together with abundant chalcopyrite and pyrrhotite. But according to the birefringence, which is 0.023—0.024, and the refraction indices, α about 1.653 and β about 1.665. this hornblende corresponds to that from the injected amphibolites of Muruhatten (cf. p. 179, 187), though it has a paler colour.

Pyrrhotite, chalcopyrite, and pyrite are commonly accompanying the pneumatolytic and hydrothermal alterations. They often appear as solitary grains in the actinolite-talc rocks of the peridotite borders. Concentrations of chalcopyrite and pyrrhotite occur in several places in the peridotites, generally at their borders, especially at Övervattsberget. The surrounding ultrabasic is rich in actinolite, and the sulphides are accompanied by strong chloritization of the rock, and by some antigorite. Carbonates are also abundant in places. — As to order of deposition, the sulphides are closely succeeding or contemporary with the chlorite and antigorite, and older than the talc and carbonate. Depositions of sulphides have also followed after the intrusions of pegmatites in the mica-schists, and particularly in some amphibolites.

Section 6.

Section 6 shows an aplite with an accompanying tourmaline rock intruded between a schistose amphibolite and a peridotite, the visible part of which is transformed into a talc-bearing actinolite schist.

The aplite is a fine-grained rock mostly composed of quartz with much plagioclase (about $Ab_{79}An_{21}$) and some biotite, garnet, and a little rutile.

The tourmaline rock has predominant tourmaline with some small grains of quartz, feldspar and mica.

The composition of the amphibolite is: hornblende > plagioclase (andesine) > quartz >> biotite ≥ zoisite > rutile. The hornblende is greenish with weak pleochroism: γ bluish green = β green > α pale greenish. A universal stage measurement gave: $2V\alpha = 88.5° \pm 2°$, $c: \gamma = 17° \pm 3°$.

A chlorite-schist with some actinolite separates the amphibolite from the actinolite schist.

Section 7.

This section shows veritable intrusions of tourmaline rock, not far from the northern side of the main peridotite mass. The tourmaline

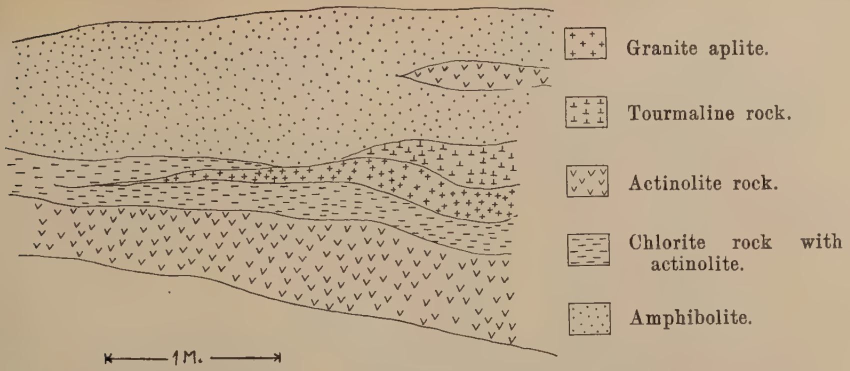


Fig. 22. Section 6, Muruhatten, 1930.

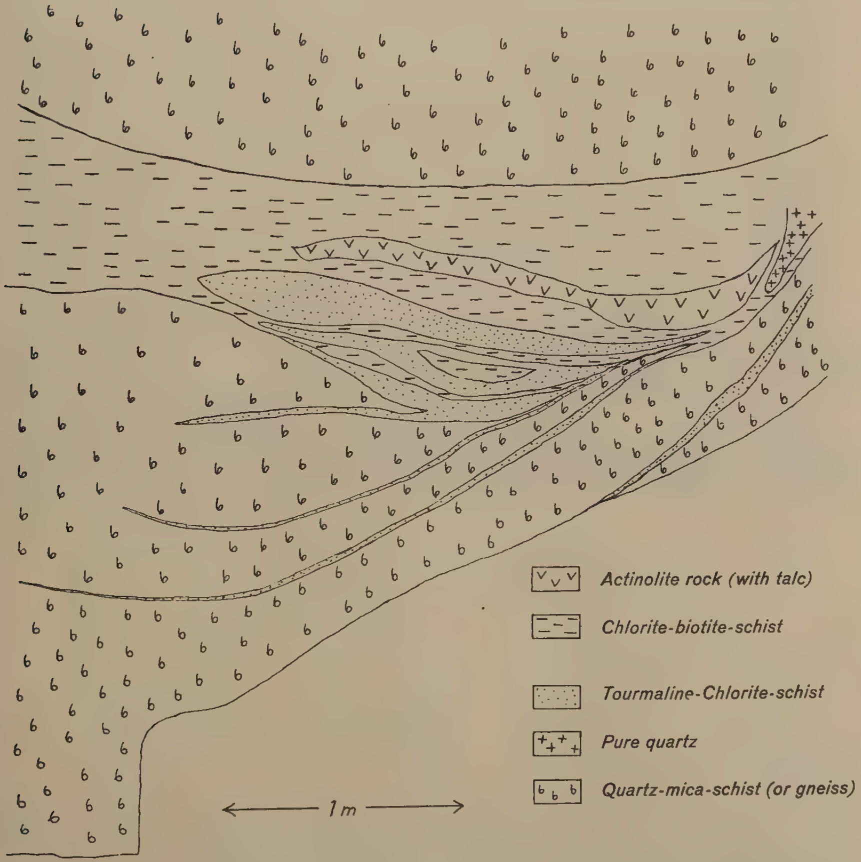

Actinolite rock (with talc)
Chlorite-biotite-schist
Tourmaline-Chlorite-schist
Pure quartz
Quartz-mica-schist (or gneiss)
1 m

Fig. 23. Section 7, Muruhatten, 1930.

stripes are very much altered to chlorite, and the surrounding quartz-micaschist is rather chloritized too. The lens of pure quartz, is evidently genetically associated with the tourmaline rock. The actinolite-schist is probably part of a smaller lens of peridotite, which is here transformed into a talc-actinolite rock.

A discussion of the origin of the transformed rocks will be given below.

Säterberget.

Three detail sections have been sketched from the slope of Säterberget above the tarn St. Muruhattstjärn. The first two on the S slope and the third on the SW side between two blocks of peridotite. The first two sections show the following development:

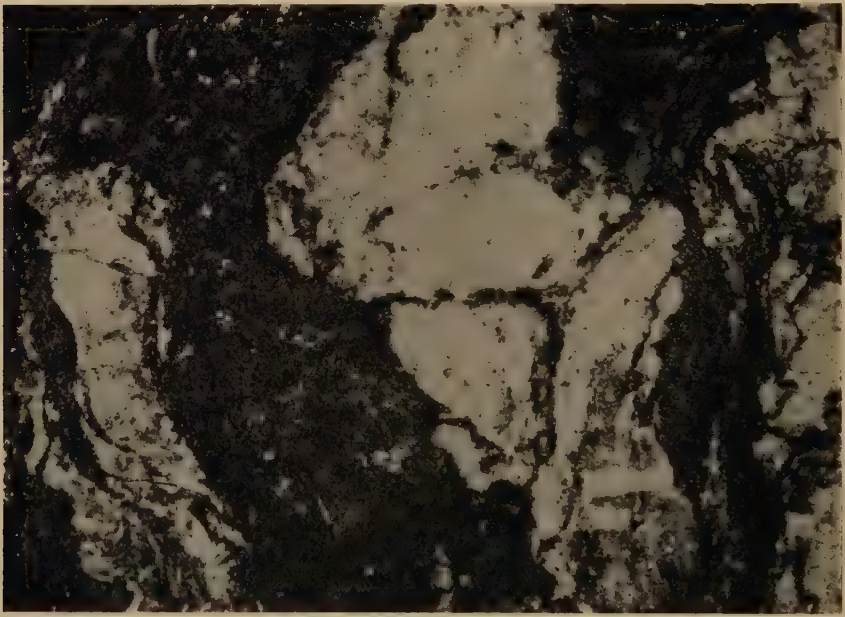


Fig. 24. Photo of pegmatite injections in greisen-like schist below peridotite contact, Säterberget. About natural size.

The olivines of the peridotite above are penetrated by much beam-like or spherulitic crystals of tremolite and also by talc, chlorite and antigorite.

The peridotite is bordered partly by a zone of tremolite or actinolite rock, and partly by a slickensided asbestos-bearing rock. The surrounding chlorite (clinochlorite) rock is fine-grained with larger transverse blades towards the following zone, where tourmaline is predominant.

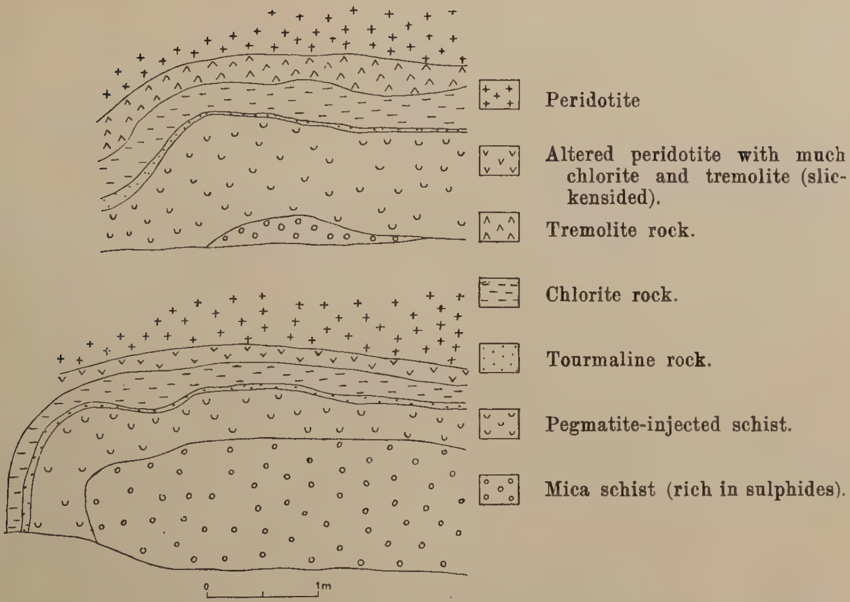

Peridotite
Altered peridotite with much chlorite and tremolite (slickensided).
Tremolite rock.
Chlorite rock.
Tourmaline rock.
Pegmatite-injected schist.
Mica schist (rich in sulphides).
0
1m

Fig. 25 and 26. Profile sections at the contact of the peridotite, Säterberget.

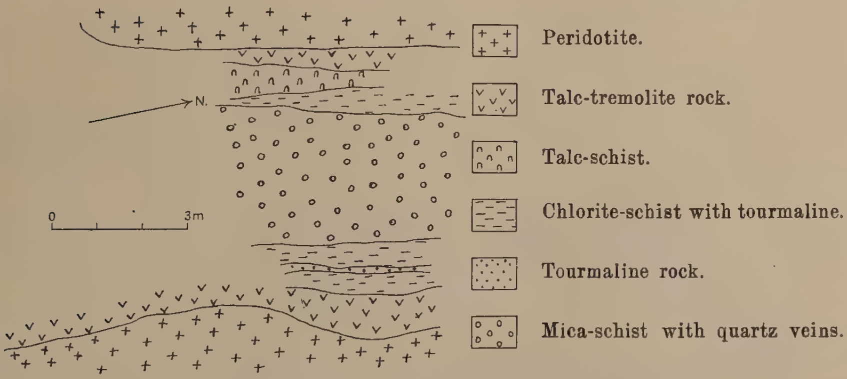


Fig. 27. Inclined section at peridotite contact, Säterberget.

This zone passes over into a greisen-like schist with visible injections of pegmatite, as shown in the photo, fig. 24.

The schist consists mostly of muscovite and biotite, with some clinozoisite, plagioclase, tourmaline, pyrrhotite and a little rutile. In the injected schist plagioclase (with a little quartz) predominate. The plagioclase is about $Ab_{82}An_{18}$ (according to the refraction indices and their relation to those of quartz). In the lower part of the schist there are no visible injections, but it still has a greisen-like appearance. The large grains of pyrrhotite, which sometimes have a core of pyrite, are remarkable. Solitary grains of pyrite and chalcopyrite can also be seen.

The rocks below are ordinary injected mica-schists, of an average composition: quartz $>$ plagioclase (albite-oligiclase) $>$ biotite $>$ muscovite $>$ microcline. It is thus evident that the pegmatite injections are less numerous nearer the peridotite, but that instead the side-rock is more hydrothermally altered. The biotite is paler and the schists are richer in sulphides (and probably in muscovite). Owing to the reaction with the peridotite, quartz and microcline are failing in the schists next to the ultrabasic.

The third section shows the common zonal arrangement, as we have seen it at Muruhatten. The peridotite becomes richer in tremolite and talc close to the contact, and is transitional into soapstone. This gets richer in chlorite and passes into chlorite-schist. In the centre of the profile appears a quartz-mica-schist with veins of quartz. In the chlorite rock there are large tourmaline crystals, and on the right hand side a zone of tourmaline rock appears.

b. Junsternäset.

Fig. 28 shows an inclined (about 40° to the east) profile map of the soapstone quarry on Junsternäset (a cape on the NE side of Kvarnbergsvattnet). A large part of the rocks is already quarried.

All the original ultrabasic is transformed into soapstone and associated rocks. The pegmatite injections and quartz veins were so abundant here that all the quartz has not been used up for silicification of the peridotite, but is present in great excess. Pure quartz veins are thus common.

The predominant rocks of the surrounding region are finely schistose quartz-mica-schists of about the following composition: quartz $>$ biotite $>$ muscovite $>$ chlorite $>$ plagioclase $>$ garnet $>$ zoisite (or epidote) $>$ magnetite $\geqslant$ rutile.

The schists above the soapstone quarry (W of it) are pegmatite injected mica-schists with much plagioclase and, locally, tourmaline and

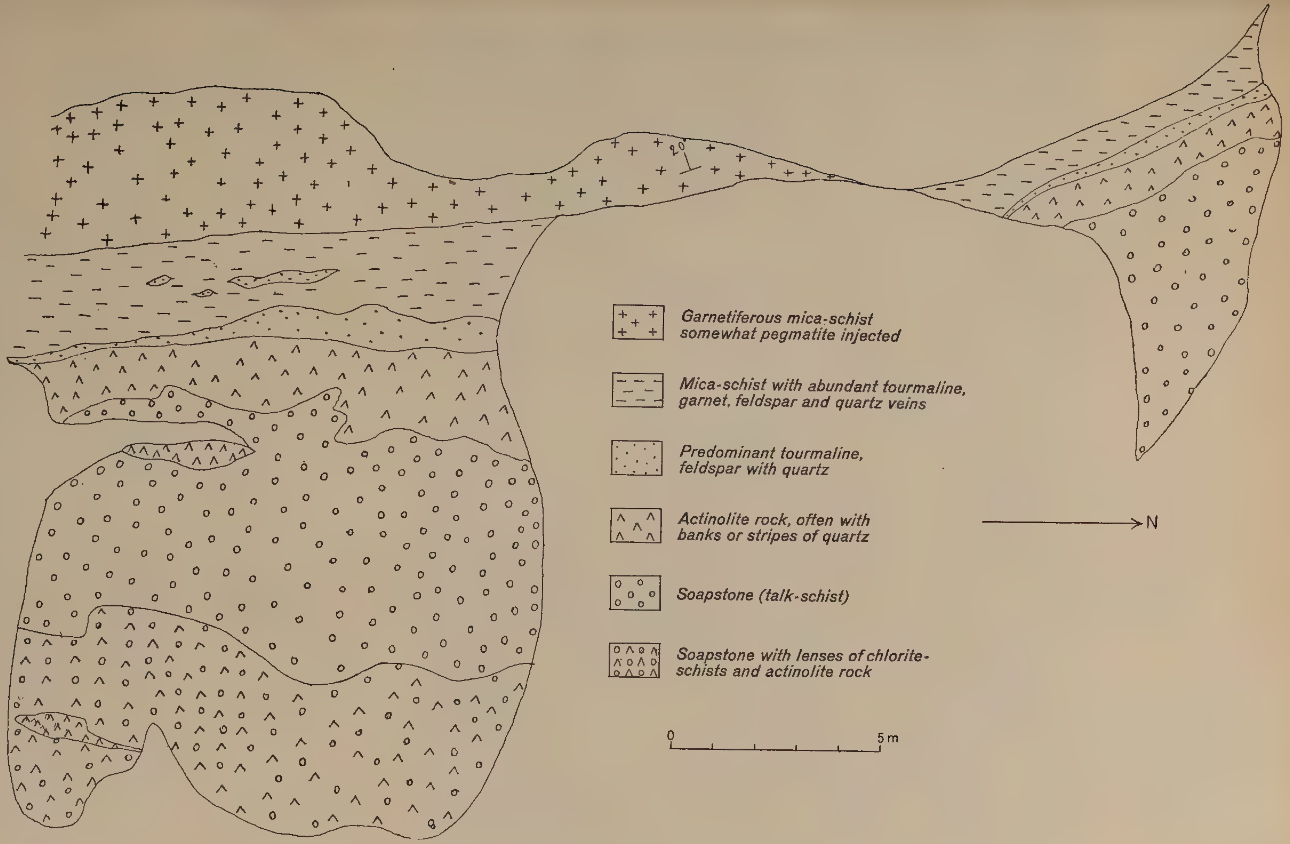

20°
N
Garnetiferous mica-schist somewhat pegmatite injected
Mica-schist with abundant tourmaline, garnet, feldspar and quartz veins
Predominant tourmaline, feldspar with quartz
Actinolite rock, often with banks or stripes of quartz
Soapstone (talk-schist)
Soapstone with lenses of chlorite-schists and actinolite rock
0
5 m

Fig. 28. Junsternäset. Inclined profile map of the soapstone quarry, 1931.

large garnets. They are much more coarse-grained than the mica-shists generally are.

Toward the soapstone the injections become predominant.

The photo, fig. 29, shows typical veins or concretions of chiefly plagioclase and tourmaline. The black spots are thus almost wholly aggregates of tourmaline, usually with some plagioclase between.

29. Photo of the tourmaline-pegmatite injected rock above the soapstone, Junsternäset.

Plagioclase and tourmaline generally occur together, the quartz mostly as separate veins. The tourmaline concretions may be up to 1 m in width. The feldspar appears more as veins or lenses about 1 dm in width or less. As in the schist above, large garnets occur. They are of the same type as those described at Muruhatten.

Table 22. Garnet from Junsternäset. Partial analysis by R. Blix.

Al_2O_3	22.59	2 210	(The Al_2O_3 may also include some Cr_2O_3 or TiO_2)
Fe_2O_3	0.53	33	
FeO	27.04	3 764	
CaO	5.67	1 011	
MgO	5.08	1 260	(The MgO is to high as it represents the MnO content too.)

Sp. gr. 4.027 (R. Blix).

This analysis corresponds to:

Andradite	1.7 % (by weight)
Almandite	64.2
Grossularite	14.0
Pyrope (+ spessartite)	20.1
	100.0 %

Refraction index on prism:
(by K. Lupander).

$$\left.\begin{array}{ll} \lambda\ 579\ \mu\mu: & n=1.7903 \\ 546 & n=1.7917 \\ 436 & n=1.8057 \end{array}\right\} \pm 0.0003$$

The plagioclase of the rocks average $Ab_{76}An_{24}$ in composition, but this is rather variable. There is generally pericline twinning, often with some zonal growth but undulous extinction. The feldspar is much sericitized.

The tourmaline is strongly pleochroic with O olive-green and E very pale greenish yellow. Some crystals, and the core of others may have O = bluish green to greenish blue. The absorption colour is uneven and the borders are often paler. The birefringence is about 0.025.

The estimated composition of two rock samples will show the type of the rocks:

1) plagioclase $>$garnet$\geqslant$chlorite$+$biotite$\geqslant$quartz$\geqslant$tourmaline $>$rutile $=$ muscovite$>>$zoisite,
2) tourmaline$\geqslant$plagioclase$>$chlorite$+$biotite$>$muscovite$>$zoisite $>$ rutile$\geqslant$pyrrhotite.

Quartz occurs as separate veins or lenses in the second rock type. The chlorite or clinochlorite is secondary to biotite. It has an intermediate birefringence of 0.004—0.006 and a weak pleochroism with α bluish green $>\gamma$ yellowish green. The interference colour is a slightly abnormal (greenish) gray, sometimes partly abnormal greenish gray and partly abnormal bluish gray.

In one rock specimen a green hornblende occurs. It is of the same type as that described in sections 2 and 4 from Muruhatten.

Just south of the Junsternäset profile map, in the continuation of the injection gneiss, an aplitic rock occurs instead. This is quite uniform, but slightly schistose. A Rosiwal measurement gave the following volumetric composition: sericitized plagioclase 55.2, chlorite 20.8, tourmaline 14.6, muscovite 5.1, biotite 2.0, quartz 1.9, rutile 0.3 and zoisite +epidote 0.1 %. It may be considered as the average type of injection at the soapstone quarry.

Downwards, the injected mica-schist is bounded by a zone of greenish actinolite rock consisting exclusively of actinolite. Veins or bands of pure quartz rock may appear with the amphibole rock.

The soapstone below, a finely folded, schistose rock, can be seen in the photo, fig. 30. A great part of the soapstone is a rock with predominant talc, some concretions of ankerite and a few solitary ore grains. The soapstone contains very often chlorite which may exclude the ankerite.

Close to the actinolite schists, or to the chlorite-actinolite-schists in the lower parts of the section, the talc-schist also contains actinolite, generally together with a little chlorite.

The lower part of the soapstone is more uneven in composition and has several lenses of chlorite rock with abundant crystals of a green actinolite. The outer margin of these are generally a talc-actinolite rock.

The transformation of the rock is very complete, and, owing to a supply of quartz which is large in comparison to the size of the ultrabasic, all of the serpentine is transformed into talc. As actinolite is abundant in the chlorite rocks, it is reasonable to consider them alterations of earlier amphibolites. Owing to the reactions between the rocks (and the solutions) during the metamorphosis, the contracts are rather diffuse.

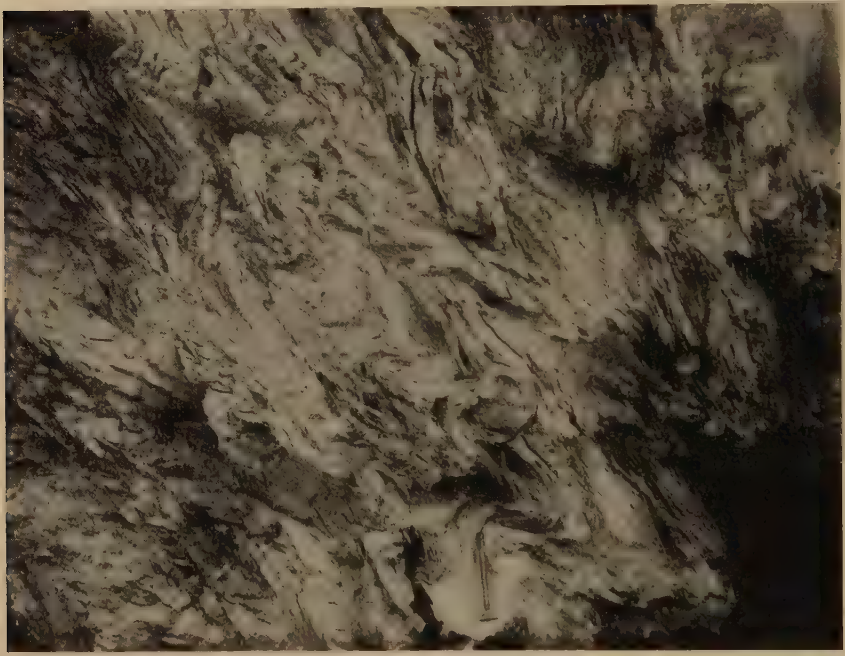


Fig. 30. Photo of finely folded soapstone, Junsternäset. The axis of the folds pitches 10° toward N 59° E.

c. Lermon.

The peridotite massive of Lermon protrudes above the surrounding rocks NW of Junsternäset. The ultrabasic rock is very much altered hydrothermally, with extensive development of talc and ankerite.

The southeastern and eastern contacts against the surrounding rocks are exposed. The rocks are mica-schists and amphibolites, and they predominate in this region, though generally with very few outcrops. The following vertical profile was measured at the contact in the lower part of the massive in the southeast:

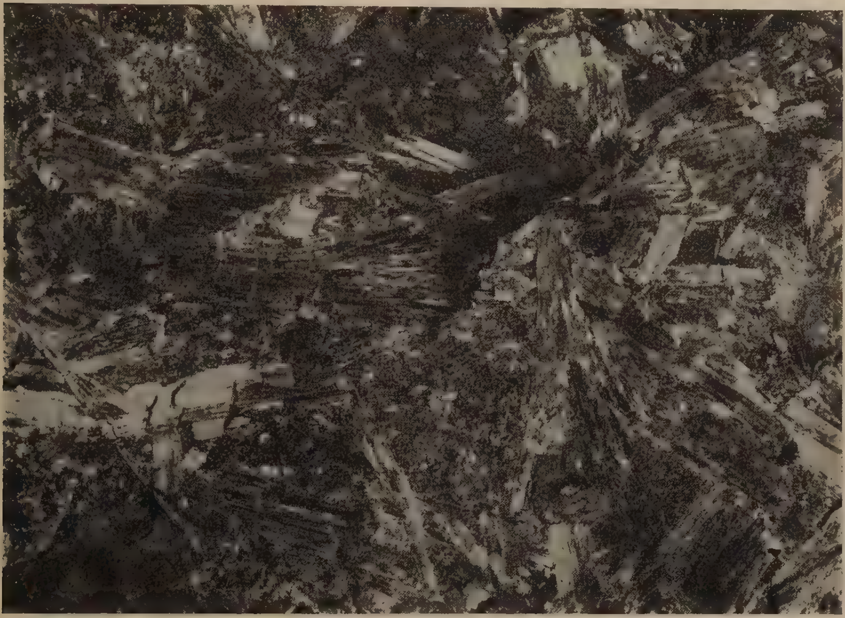


Fig. 31. Photo of actinolite rock with fine-grained chlorite. Nat. size.

450 cm. and upwards	Enstatite bearing peridotite which is much altered with abundant actinolite, antigorite, talc and a little ankerite.
310—450 cm.	Soapstone consisting of chiefly talc with actinolite and a little chlorite.
260—310 cm	Actinolite rock with chlorite. The actinolites are often 1 cm. in width without any orientation. Fig. 32, shows a photo of the rock.
195—260 cm	Chlorite-schist with fibrous actinolite and anthophyllite.
78—195 cm	Chlorite-schist with some porphyritic chlorites and large magnetite octahedra.
30— 78 cm	Soapstone composed of predominant talc and some chlorite.

14— 30 cm	Fibrous amphibolite, partly chloritized.
0— 14 cm	Mica-schist with garnet.

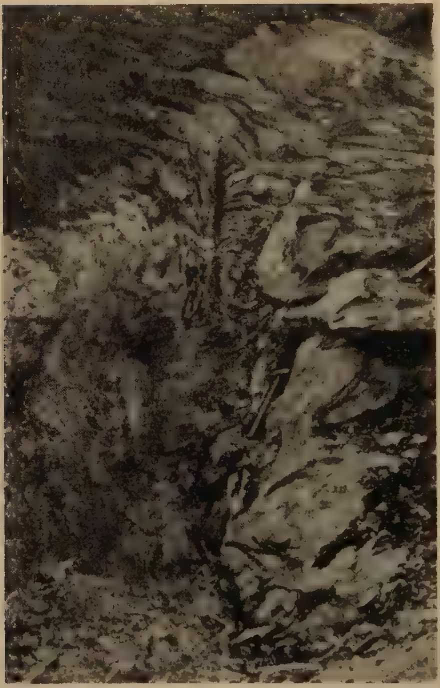


Fig. 32. Photo of a talc dike in the peridotite at Lermon.

Higher up on the peridotite slope, narrow folds of the surrounding schists are seen in the ultrabasic. The schists here are completely chloritized, and the peridotite has changed into soapstone at the sides.

Several crevices in the ultrabasic are filled with pure talc. One from which the talc has been quarried might have been up to 4 m in width. Another is shown in the photo, fig. 32. It is about 70 cm wide at the surface, but contracts lower down. Its visible length is about 12 m. On the southern wall of the massive large concretions of ankerite were observed. The largest is up to 2 m in diameter. Small veins of talc can also be seen here. An analysis of an ankerite crystal has been made:

Table 23. Ankerite from Lermon. Analyst R. Blix.

FeO	1.94	270
MnO	0.30	42
MgO	20.85	5 171
CaO	30.05	5 357
CO_2	46.93	10 666
H_2O^-	0.07	
Insoluble	none	
	100.14	

	Weight %	Mol. %
$MgCO_3$	39.3 %	47.7 %
$FeCO_3$	3.6	2.5
$MnCO_3$	0.6	0.4
$CaCO_3$	56.5	49.5
	100.0	100.0

Sp. gr. 2.883 (R. Blix)

$\varepsilon = 1.505 \pm 0.003$

$\omega = 1.686 \pm 0.003$

The late hydrothermal alteration of the peridotite was very strong at Lermon. The ultrabasic rock is almost completely transformed into soapstone, and the late secondary minerals, talc and ankerite, appear separately, and almost pure, as independent fillings in the mother rock.

2. Handöl.

The soapstone quarry of Handöl is located at the boundary between "seve"schists and "köli" rocks in garbenschiefer facies. As seen on the maps by A. G. Högbom (26) and A. E. Törnebohm (42) the peridotites appear in an almost half-circular zone on the southern side of Lake Ånn, Western Jämtland. Only the western part, next to the Handöl river, has developed as soapstone.

The rocks on the footwall side of the soapstone-peridotite towards the south are garbenquartzite-micaschist, amphibolites, mica-schist and gneisses. Next to the soapstone (and peridotites) on the northern side come amphibolites, sericite-schists, marbles, green schists, and feldspar-bearing quartzites, with amphibolites preponderating.

The transition from the soapstone in the west to the more primary rock towards the east is not completely exposed. The nearest outcrop of the peridotite, a short distance NE of the old soapstone quarry, is a partly serpentinized rock. The olivine grains are generally not quite one mm in diameter, but may originally have been larger. They are intersected by beam-like tremolites, often two mm in length and 0.2 mm in width. The serpentine, an antigorite, is abundant. The olivines generally appear as relics in the serpentine. Breunnerite appears as glistening spots 1 or 2 mm in diameter, and is younger than the other minerals. An analyzed rock specimen had following composition:

Table 24. Peridotite from Handöl, Jämtland. Analyst R. Blix.

SiO_2	38.53	6 390
Al_2O_3	0.29	28
Fe_2O_3	3.74	234
Cr_2O_3	0.51	34
FeO	5.06	704
MnO	0.11	15
MgO	39.84	9 881
CaO	1.45	258
Na_2O, K_2O	0.05	8
CO_2	1.80	409
H_2O^+	7.86	4 363
H_2O^-	0.26	
	99.50	

Sp. gr. 2.86 (R. Blix)

Actual composition (weight %):

Olivine	36.4
Serpentine	43.8
Tremolite	11.3
Magnetite	4.9
Breunnerite	3.6
	100.0

An excess of water resulted by the calculation.

The following refraction indices were obtained by the immersion method:

Olivine $\alpha = 1.655 \pm 0.002$ ($2V_\gamma = 88^1/_2{}^\circ \pm 2^\circ$) corresponding to
$\gamma = 1.691 \pm 0.002$ 10 mol. % fayalite according to WINCHELL,

Tremolite $\alpha = 1.607 \pm 0.002$ corresponding to the analyzed tremolite
$\gamma = 1.633 \pm 0.002$ from St. Ålke (p. 215).

Antigorite β about 1.569, birefringence about 0.005.

Near the contacts, both to the hanging wall amphibolite and to the footwall quartz-mica-schists, the alteration of the peridotite is more extensive, with development of talc and some carbonate. The contact rocks are chloritized.

In the continuation of the peridotite towards the southeast, the rock types are less changed. One rock, which is hardly serpentinized, shows large porphyritic olivines interspersed with aggregates of very small olivine grains. These are minute grains, produced by the crushing together of the margins of the larger. Such fine grains are also observed along cracks in the larger olivines. The big olivines show a columnar, undulous extinction, often like fanshaped streaks. The directions of these columns are different in different parts of the thin slices, being always perpendicular to γ, and as this optic direction is not uniform in different olivine grains, one columnar extinction direction may be at an angle with the others. The two photos, figs. 33, 34, show the appearance of the small grains between the large ones, and the undulous extinction of the latter.

The peridotite shows various degrees of serpentinization. There are often chrysotile veins along the cracks of the olivines. Amorph-like serpentinization is seen, as well as some antigorite, which has further transformed the olivine. Wherever serpentinization is strong, antigorite generally preponderates and forms fanlike beams (rays) or blades. The antigorite is often formed out of chrysotile, but is generally developed from olivine. Both tremolite and talc are also observed as secondary minerals.

The soapstones of Gamla brottet, Handöl recline on a quartzitic garbenschiefer or mica-schist, generally with an intervening chloritized amphibolite. The garbenquartzite-micaschist is tectonically striated as shown on the photo, fig. 35. It is slightly chloritized and shows recrystallized porphyritic muscovites. The intervening amphibolite next to the footwall appears as slickensided chlorite-schist with transitions

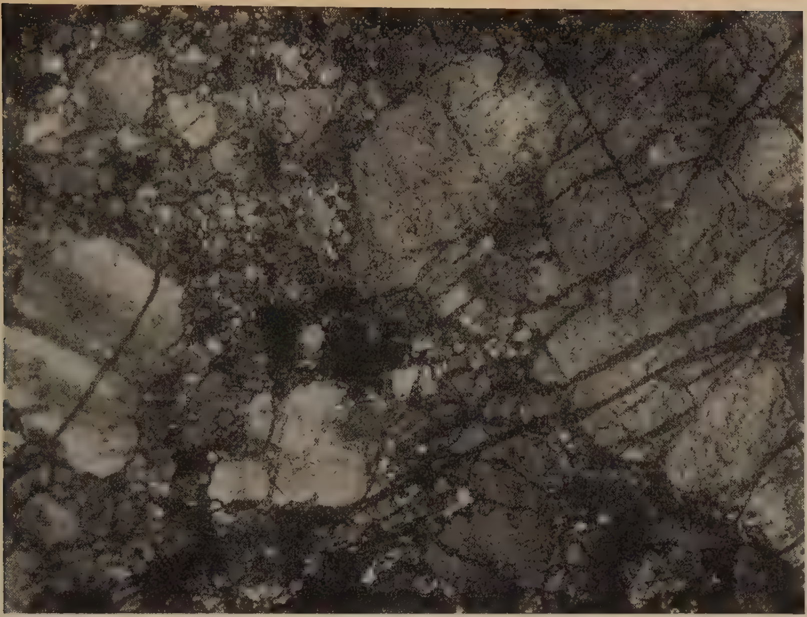


Fig. 33. Aggregates of small olivine grains as crushed borders of large grains. Handöl. + nic., 45 ×

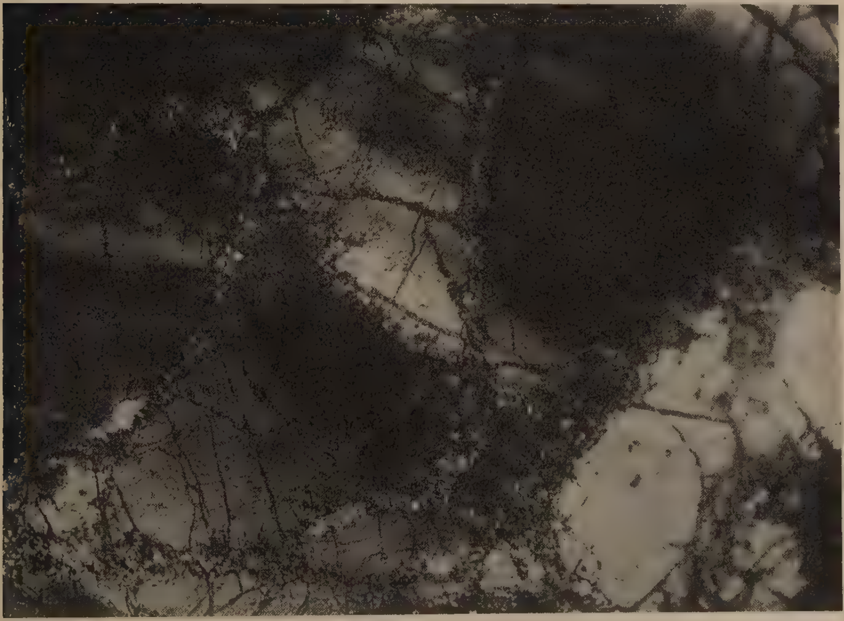


Fig. 34. Large, undulous olivine grains, crushed along the borders or fractures. Handöl. + nic., about 25 ×.

upwards into fine-fibrous amphibole-chloriteschist. The soapstone above is faintly banded with talc, carbonate, and chlorite.

At the hanging wall of the soapstone, parts of the amphibolites above are tectonically involved with the soapstone. The borders of these greenish amphibolites are quite chloritized, with more or less fibrous amphiboles. In the next portion of the amphibolite there are flakes of chlorite (or vermiculite) and some carbonate. Most of the ordinary amphibolites above are zoisite amphibolites.

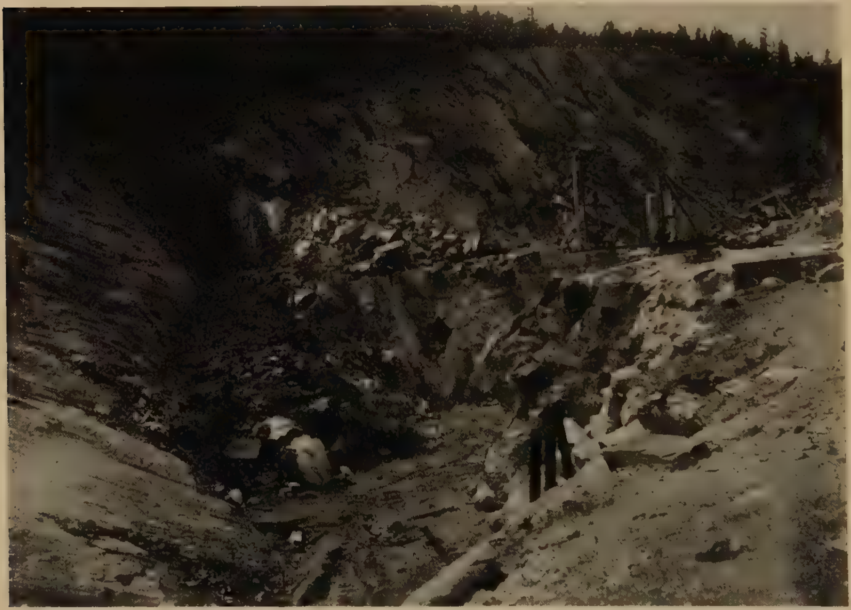


Fig. 35. Gamla brottet, Handöl 1931, with exposure of the footwall of the soapstone.

In the western part of the old quarry (Gamla brottet), chloritized carbonate-bearing mica-schists appear above the soapstone and banded marbles, green schists and amphibolites come above these. One rock is in the nature of a relict of an extrusive rock with porphyritic grains of abundant plagioclase, diopside-augite, and greenish uralitic hornblende. Both the matrix and parts of the porphyritic grains are granulated.

The soapstones of Gamla brottet are rather granular, and often banded. The chief constituents are talc, carbonate, chlorite and, locally, also tremolite or actinolite. Talc is the predominant mineral, except at the contacts of the amphibolites, where the chlorite may preponderate.

Sometimes the carbonates, occurring as thin lenticular lumps or nodules, are almost as abundant as the talc. These rocks are often rather lamellar, and crack readily. Most of the soapstone, however, is poor in carbonates, but contains rather more chlorite. (Very little of the varieties rich in carbonate is being quarried.) The carbonates often consist of both ankerite and breunnerite in the same rock, the first one predominates.

Some rock specimens are of the following approximate composition:

Talc>>chlorite = carbonate>actinolite>ore grains>zoisite,
talc>>chlorite>carbonate>>ore grains>>zoisite,
talc>carbonate>chlorite>ore grains,
talc>>actinolite>>chlorite>magnetite>rutile,
talc>chlorite>carbonate,
talc = chlorite>actinolite>carbonate,
talc>carbonate>chlorite>>ore grains,
chlorite⩾carbonate>actinolite = talc>magnetite>zoisite,
chlorite⩾talc.

The Handöl Company has kindly communicated the following recent analysis of a typical soapstone:

Table 25. Soapstone from Handöl. Analysts Statens Provningsanstalt.

SiO_2	54.0	8 955
Al_2O_3	2.8	274
Cr_2O_3	0.4	26
Fe_2O_3	3.8	238
FeO	4.6	640
MgO	27.5	6 820
CaO	1.2	214
Lost by ignition	5.7	
	100.0	
Sp. gr.	2.86	
Point of fusion	1 600° C.	

Composition calculated by the author (weight %):

Talc	72.1
Chlorite	15.8
Tremolite (or actinolite)	5.0
Magnetite	5.6
Carbonate (ankerite)	1.5
	100.0

The magnetite percentage is probably a little too high.

Compared with a peridotitic rock, the analysis shows an addition of silica and alumina, while at the same time the magnesia is reduced. The condition is the same compared with a serpentinized peridotite, with the exception that the formation of talc from the serpentine indicates dehydration. As compared with the soapstone analysis of Laisholm and Muruhatten, the alumina content is exceptionally high, and so is the iron content. An older analysis, giving the following composition:

SiO_2	55.0	9 121
Al_2O_3	3.1	303
Fe_2O_3 (all iron content)	5.6	351
MgO	27.8	6 895
CaO	2.2	392
Lost by ignition	6.7	
	100.4	

shows a slightly higher percentage of alumina and less iron, thus giving a still higher content of chlorite and less magnetite. Amphibole may be more abundant.

The soapstone of Älvdalsbrottet nearer to the Handöl river is not much quarried, as its quality is not so good. The carbonate content is higher there, often with both ankerite and breunnerite. The chlorite may also be abundant locally, and the talc relatively less conspicuous. Relics of incompletely altered peridotites are observed. The fact that the marbles in the hanging wall are more conspicuous here than in the E may be the cause of the high percentage of carbonates in the soapstone at this place.

The development of soapstone out of peridotite is very complete at Handöl, and all the primary rock in the western part of it is transformed. The abundant occurrence of amphibolites and carbonate rock close to the peridotite has probably been favourable to the alteration of the ultrabasic by reaction with these rocks. Tectonic movements may also have played a part in the transformation.

Quartz veins are observed in several places in the quarries, as well as quartz-carbonate veins. Not far from the soapstone pegmatite dikes are also observed, and southward toward Täljstensvalen the pegmatitization increases in the mica-schists. It is thus probable that the solutions producing hydrothermal alteration of the peridotite are of the same origin here as in the areas described from Frostviken, although the distance from the igneous rocks producing them is a little greater.

3. Laisholm.

The peridotite and soapstone at Laisholm in the parish of Tärna in Västerbotten appear at the rivulet NNW of L in Laisholm on the topographical map Tärna, at a tarn $1^1/_2$ km SSE of the former locality just west of L, half way between here and Lake Laisan, and at the SE capes of Storholmen in Laisan. They are all located in about the same line of strike. The surrounding rocks are mica-schists, phyllitic mica-schists, calcareous mica-schists or phyllites, amphibolitic mica-schists and amphibolites. The phyllitic rock seems to be a diaphtoritic mica-schist with wholly or partly chloritized biotites. Transitions appear between the schistose amphibolites and the mica-schists. Both of them are often carbonate bearing. A stretch of a typical medium-grained, intrusive amphibolite is found west of the peridotites. Only one occurrence of a typical pegmatite is observed, about 50 m from a peridotite rock. It is composed of muscovite, feldspar, quartz, and a little orthit.

The upper occurrences of soapstone at the brook are talc rocks rich in carbonate. A typical rock specimen is analyzed:

Table 26. Soapstone, Laisholm. Analyst R. Blix.

SiO_2	29.87	4 953
TiO_2	0.00	
Al_2O_3	0.76	74
Fe_2O_3	1.14	71
Cr_2O_3	0.10	7
FeO	5.06	704
MnO	0.03	4
MgO	35.90	8 904
CaO	0.26	46
Na_2O, K_2O	0.00	
CO_2	23.17	5 266
H_2O^+	3.63	2 015
H_2O^-	0.02	
	99.94	
Sp. gr.	2.85 (Blix)	

Actual composition (weight %)	
Talc	48.5
Breunnerite	45.6
Chlorite	4.1
Magnetite	1.8
	100.0 %

The analysis shows that the Mg—Fe silicates to a great part are carbonatized at the introduction of CO_2. The addition of alumina is rather slight. The original magnetite of the dunite is partly dissolved.

The small grains of carbonate between the talc scales are breunnerite, but solitary large rhombohedrons of ankerite also appear. One crystal was analyzed:

Table 27. Ankerite from Laisholm. Analyst R. Blix.

FeO	1.63	227
MnO	0.19	27
MgO	21.05	5 221
CaO	29.92	5 334
CO_2	47.40	10 770
H_2O^-	0.03	
Insoluble	none	
	100.22	
Sp.gr.	2.878 (R. Blix).	

$\varepsilon = 1.505 \pm 0.003$

$\omega = 1.689 \pm 0.003.$

The composition corresponds to:

	Mol. %	Weight %
$FeCO_3$	2.1	3.1
$MnCO_3$	0.3	0.4
$MgCO_3$	48.3	39.8
$CaCO_3$	49.3	56.7
	100.0 %	100.0 %

It is thus quite similar to the analyzed carbonate from Lermon (p. 202).

Remnants of serpentine may be found in the soapstones.

The schists close to the steatitic rocks are quite chloritized. Amphibolitic rocks appear in contact with the soapstones at the upper part of the brook. Actinolitic schists have therefore developed here between the talc rocks and the amphibolites in a few places, and the soapstone may be partly actinolite bearing.

A few outcrops of peridotite are also seen. They are serpentine rocks with some breunnerite.

The ultrabasic rock at the tarn is not as completely transformed as the one described above. The outcrop NW of the tarn is a rather fresh peridotite, only slighty hydrated, as shown by the analysis:

Table 28. Peridotite from Laisholm. Analyst R. Blix.

SiO_2	38.12	6 322
Al_2O_3	0.20	20
Fe_2O_3	4.89	306
Cr_2O_3	0.45	30
FeO	4.97	692
MnO	0.23	32
MgO	44.94	11 146
CaO	0.30	53
Na_2O, K_2O	0.03	5
CO_2	0.24	55
H_2O^+	5.39	2 992
H_2^-	0.20	
	99.96	
Sp.gr.	3.12	

Actual composition (weight %):

Olivine	62.9
Serpentine	28.9
Magnetite	6.7
Chlorite	0.9
Carbonate	0.6
	100.0 %

An excess of 1.5 % of water was obtained in the calculation of the actual composition. The olivine was calculated as the remainder. If the serpentine is reckoned to have 25 % less iron than at Muruhatten, an olivine with 4 mol. % of Fe_2SiO_4 would remain. If the serpentine were free of iron, the olivine would have 5 mol. % of fayalite according to the calculation of the analysis. The angle of the optic axis 2V was measured to be $+86°$ ($\pm 2°$). Another rock specimen gave $2V = +87°$ ($\pm 2°$). By the immersion method the refraction indices were determined to be: $\alpha = 1.646 \pm 0.002$, $\beta = 1.664 \pm 0.002$, $\gamma = 1.682 \pm 0.002$. These values correspond to 5 mol. % of Fe_2SiO_4 according to WINCHELL. The olivine is very similar to that of the analyzed rock from Junsterklumpen (p. 141), but the rock is a little more serpentinized. As the Laisholm rock shows a rather high percentage of magnetite, the serpentine is probably poor in iron.

A Rosiwal analysis of the rock gave the following composition by weight: olivine 64.5 %, antigorite 27.7, chrysotile 1.4, magnetite 5.7, and chlorite 0.7 %. The correspondence with the calculated composition is very close.

Thin veins of chrysotile run through the olivine grains, generally at right angles to the cleavages. These veins have usually a central isotropic stripe with thin perpendicular staves of chrysotile on either side. The large antigorites may follow these earlier veins of chrysotile, but have generally an independent appearance, and often follow the cleavages of the olivines. The antigorite has longitudinal parallel cleavages and others, not so distinct, perpendicular to these. Chlorite, appearing as thin veins, can be discerned in the antigorite.

The peridotite may also be more serpentinized. Another specimen had about 38 % of olivine, 56 % of antigorite and chrysotile, and 6 % of magnetite.

The peridotite at the southern side of the tarn is still more serpentinized, and often contains some carbonate. Its north-western part is completely transformed into soapstone. This is very rich in talc, with chiefly chlorite and a little magnetite as other minerals. One specimen was analyzed:

Table 29. Soapstone from Laisholm. Analyst R. BLIX.

SiO_2	54.77	9 083
Al_2O_3	1.93	189
Fe_2O_3	3.74	234
Cr_2O_3	0.40	26
FeO	3.53	491
MgO	29.36	7 282
CaO	0.10	18
Na_2O	tr.	
CO_2	tr.	
H_2O^+	5.92	3 286
H_2O^-	0.08	
	99.83	
Sp.gr.	2.83 (R. BLIX)	

Actual composition:

Talc	77.8 %
Chlorite	18·3
Magnetite (Chromite)	3.9
	100.0

Talc and chlorite are clustered together, the talc generally predominating. The chlorite's birefringence is weaker than is usual in soapstone chlorites. The interference colour is abnormal yellow black (greenish). Pleochroism is relatively strong with α greenish blue and γ greenish yellow (not as faint as usual). It is rather a penninite than a clinochlorite.

The rock is an ordinary soapstone. As compared with an original dunite silica, alumina, and water is added; some magnesia and possibly iron oxides dissolved.

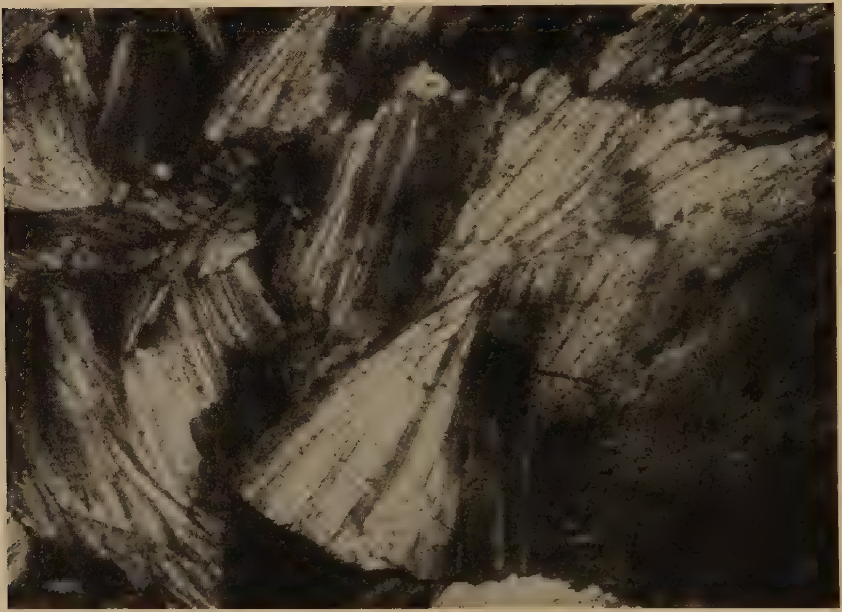


Fig. 36. Micro-photo of chlorite rock near soapstone, Laisholm. Magnification 36 ×. + nicols.

The surrounding schist is completely chloritized at the contact. The photo, fig. 36, shows the appearance of the coarse-grained rock close to the soapstone border.

The schists close to the soapstone are not carbonate-bearing, as they are a little farther away, and that is probably why this soapstone is not a talc-carbonate but a talc-chlorite rock, just as actinolite is not formed as amphibolites are not present.

The source of the added material can here not be directly indicated as by Muruhatten, but it is probable that it has originated in the same way (from magmatic solutions) as the occurrences are located at the outer margin of the pegmatitized rocks of Norra Storfjället.

Some occurrences of soapstone at the northern border of Södra Storfjället (one about 500 m W of J in Japmoknösen on the topographical map Tärna, and another WNW of Tjårro, at the tree limit) are similar to those at Laisholm.

Besides talc, the soapstone generally contains more chlorite than carbonate. The surrounding schists, which are rather phyllitic, are quite chloritized at the contacts. Amphibolites showing actinolitic rocks at the contacts with the soapstone appear on the N side of the westerly occurrence.

The peridotites near to the steatites are quite serpentinized with, locally, carbonate, talc, and chlorite.

4. Stråttekjaure.

The transformation of the ultrabasic rocks of Stråttekjaure and Stora Ålke in Ammarfjällen, in Västerbotten, is rather similar to the alteration of peridotite into soapstone.

These small occurrences are very much alike, and the one at the tarn Stråttekjaure will be desribed in greater detail. The surrounding rock is a zoisite-amphibolite, described by E. Grip (20).

The peridotite was primarily a dunite with a little enstatite. The refraction indices indicate an olivine of 13—14 mol. % of fayalite according to the diagram of Winchell. The axial angle denotes a fayalite content of 11—13 mol. %. The refraction indices of the enstatite (immersion method) are: $\alpha = 1.667 \pm 0.002$, $\beta = 1.672 \pm 0.002$, $\gamma = 1.678 \pm 0.002$. This corresponds to 11 mol. % of $FeSiO_3$ according to Winchell. An enstatite from the similar peridotite at St. Ålke has been described by E. Grip (21). The analysis shows:

Table 29. Enstatite from St. Ålke. Analyst G. K. Almström.

			Mol. %
SiO_2	56.16	9 313	49.06
Fe_2O_3	1.97	123	0.65
FeO	7.88	1 097	5.77
MnO	0.44	62	0.33
MgO	33.82	8 388	44.19
	100.27		100.00
Sp.gr.	3.301 (E. Grip).		

After deduction of Fe_2O_3 the analysis gives a $FeSiO_3$ content of 12 mol. %.

Grip determined the refraction indices as:

$\alpha = 1.665 \pm 0.003$, $\beta = 1.670 \pm 0.003$, $\gamma = 1.676 \pm 0.003$ by the immersion method.

The axial angle was $2V_\gamma = 87° \pm 1°$, and the birefringence $\gamma - \alpha = 0.0106$, $\gamma - \beta = 0.0059$.

According to the diagram of Winchell this refraction corresponds to 10 mol. % of $FeSiO_3$, the sp. gravity 11 %, and the optic axial angle 12 %.

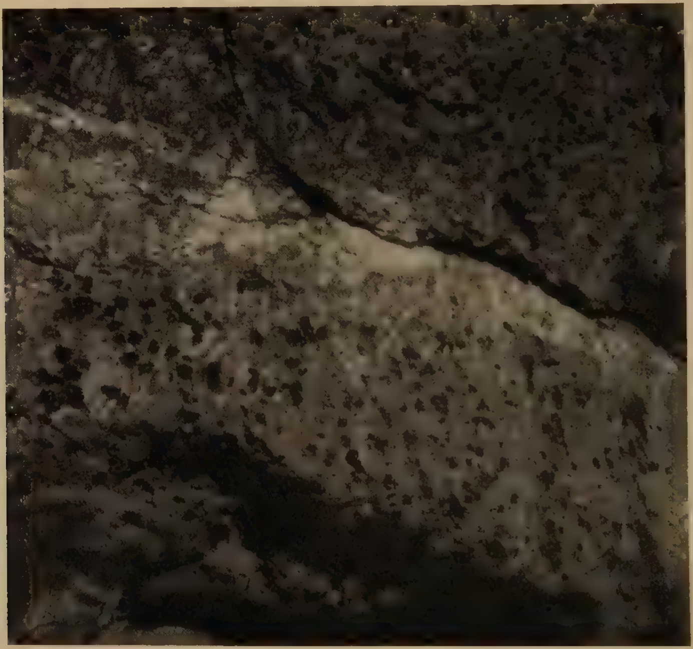


Fig. 37. Large tremolites concentrated along a certain line in the peridotite at Stråttekjaure. The darker spots are holes left by disintegrated carbonates.

The peridotite of Stråttekjaure is very much altered. As secondary minerals we meet tremolite, breunnerite, chlorite, talc and serpentine, usually averaging in that order, except the chlorite, which is more abundant than the breunnerite. The occurrence of the secondary minerals is very uneven, and so is the degree of alteration. Certain parts of the rock may still have $^1/_3$ of unaltered olivine, while other parts are quite transformed. The tremolite has a more constant appearance than the other minerals, though it is still rather uneven both in quantity and size, but it is not quite absent in any rock specimen. In some parts of the rock the tremolite may predominate. A concentration of it in one zone is shown in the photo, fig. 37.

There is often a parallel arrangement of the tremolites, but a spherulitic growth of the crystals is also common. The prisms may be up to 1 dm long, but crystals of microscopical size occur too. Small crystals were picked out for analysis from a rock rich in tremolite, at St. Ålke.

Table 30. Tremolite from St. Ålke (I).

	I (Blix)		Mol. %	II (Almström)		Mol. %
SiO_2	56.34	9 344	47.60	57.45	9 527	49.95
TiO_2	0.07	9	0.05	tr.		
Al_2O_3	1.40	137	0.70	0.13	13	0.07
Fe_2O_3	—	—	—	0.70	44	0.23
FeO	2.38	331	1.68	1.25	174	0.91
MnO	0.17	24	0.12	0.36	51	0.27
MgO	23.81	5 905	30.08	24.94	6 185	32.43
CaO	13.21	2 355	12.00	14.35	2 558	13.41
Na_2O	0.10	16	0.08	0.56	90	0.47
K_2O	0.00	—	—	0.14	15	0.08
F	0.00	—	—	0.00	—	—
H_2O^+	2.72	1 510	7.69	0.75	416	2.18
H_2O^-	0.30	—	—	0.09	—	—
	100.50		100.00	100.72		100.00

Sp.gr. . . . . 2.989 (Almström)

I

$\alpha = 1.607 \pm 0.002$

$\beta = 1.620$ »

$\gamma = 1.632$ »

$2V_{\alpha Na} = 78.5° \pm 2°$

$c:\gamma = 17.5 \pm 2°$

II

	1)	2)	3) (average)	
α	1.6038	1.6033	1.6036	Na-light
β	1.6185	1.6191	1.6188	»
γ	1.6322	1.6315	1.6319	»
	87° 14′	82° 20′	85° ± 3°	

(calculated angles)

II is a tremolite from Nordmarken analyzed by G. K. Almström (for the author) quoted for comparison. G. Flink (14) has given the following data for this tremolite:

extinction angle	17° 18′
β (Na-light)	1.618
$2V_{\alpha Na}$	84° 9′

(The partial analysis of this mineral quoted by Flink does not quite agree with Almström's analysis.)

According to the refraction indices the tremolite at Sråttekjaure is about the same as the one from St. Ålke.

The much altered peridotites are rich in carbonate, and these are generally decomposed on the surface, which is indicated by numerous holes, as seen on the photo, fig. 38. The carbonates are partly breunnerite and partly ankerite, the latter characterized by its solubility in hydrochloric acid. The ankerite generally occurs in the most altered rocks, and the breunnerite in the less altered ones.

The chlorite occurs as thin flakes, or bundles of flakes, about 1 cm. in diameter, and as very small flakes of microscopical size. It is a common component of the rocks, and may predominate. It is secondary to olivine (at the chloritization of the olivine some iron oxide is generally precipitated) and tremolite, but without any special orientation. It is a typical penninite with a low birefringence of 0.003, or 0.003—0.004.

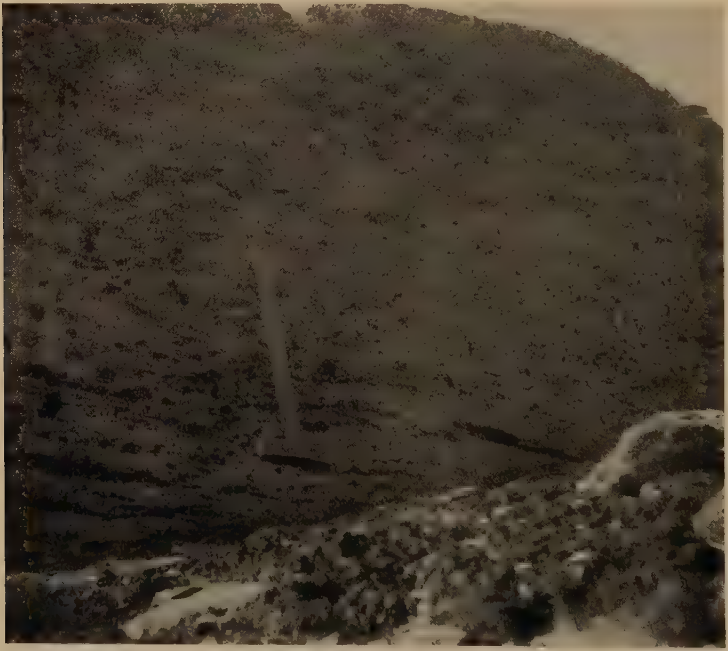


Fig. 38. Weathered surface of schistose peridotite, rich in carbonate, Sråttekjaure.

The cores of the flakes may have a still lower birefringence. The interference colour is abnormal, blackish yellow. The optic axial angle is very small and cannot be determined. Its character is positive. The weak pleochroism is distinct, with α greenish blue $= \beta$ green $= \gamma$ greenish yellow. A chlorite crystal shows the following composition:

Table 31. Penninite from Sråttekjaure. Analyst R. Blix.

			Mol. %
SiO_2	34.06	5 648	24.58
Al_2O_3	10.96	1 072	4.66
Fe_2O_3	4.96	311	1.35
Cr_2O_3	0.16	10	0.04

			Mol. %.
FeO	5.12	713	3.10
MgO	30.81	7 641	33.25
CaO	0.91	162	0.71
H_2O^+	13.38	7 426	32.31
	100.36		100.00
H_2O^-	0.25		

According to G. L. Dschang (8) this analysis corresponds to 52.0 % of Sp, 37.3 % of At and 10.7 % of $H_8Mg_4Si_5O_{18}$ or 62.7 Sp and 38.3 at (penninite).

Thin veins of chrysotile run through the olivine grains. Such olivines with chrysotile may be surrounded by chlorite, and sometimes quite consumed by chlorite, though the chrysotile veins are still visible.

The antigorite is contemporary and partly later than the chlorite. It often occurs as a rim around the penninite, but is partly independent. Its birefringence is about 0.05 and that of the chrysotile about 0.009.

Fine-grained clusters of talc occur, chiefly secondary to tremolite. The carbonates, on the other hand, are not secondary to any particular mineral, but are of a more markedly »intrusive» character.

A rock specimen in which a good deal of olivine was left has been analyzed:

Table 32. Peridotite from Stråttekjaure. Analyst N. Sahlbom.

SiO_2	37.91	6 287
TiO_2	0.10	12
Al_2O_3	5.96	583
Fe_2O_3	5.58	349
Cr_2O_3	0.22	14
FeO	5.12	713
MnO	0.12	17
MgO	36.18	9 073
CaO	0.66	118
Na_2O	0.03	5
K_2O	0.06	6
CO_2	0.00	
S	0.00	
H_2O^+	7.97	4 424
	99.91	
H_2O^-	0.33	

Actual composition (weight %):

Chlorite	48.7
Olivine	29.6
Serpentine	8.5
Talc	5.5
Magnetite	3.5
Tremolite	3.0
Enstatite	1.2
Traces of breunnerite and pyrrhotite	—
	100.0

This rock shows unusually low percentages of tremolite and carbonate, and rather high chlorite and serpentine contents.

The peridotite outcrops nearer to St. Ålke are more schistose than at Stråttekjaure, and richer in tremolite. They have abundant chlorite and talc, but generally less carbonate.

It should be noted that the serpentinization is very slight, and that the mineral associations are those of soapstones. It is not usual for the ultrabasic body itself to be completely altered to a steatitic rock rich in chlorite, when it originally was dunitic or saxonitic. The contact of the peridotite against the surrounding rocks is not exposed, and any greater alteration of the rocks near by is not observed. The amphibolites around, however, are chiefly zoisite amphibolites containing an amphibole similar to that of the hydrothermally altered injected amphibolites of Muruhatten. It is thus probable that the transformation of the soapstone is chiefly due to hydrothermal solutions, though these may have been enriched in some components by reaction with the amphibolitic rocks. As pegmatitic intrusions are observed in the mica-schists around, the solutions have presumably originated in the same way as at Muruhatten.

B. Asbestos veins.

Asbestos veins were observed in many peridotites in the mica-schist and gneiss regions, e. g. at Muruhatten and Säterberget, though they are usually rather sparce. They are composed of either amphibole- or chrysotile-asbestos of the cross-fibre type.

A typical occurrence of peridotite with abundant asbestos veins is that at Görletstjakk in St. Väktarklumpen, Frostviken. The peridotite is a dunite, slightly altered. Two rock slices show the following mineral proportions:

1) olivine $>>$ chlorite $>$ talc $>$ tremolite $>$ ore grains $>>$ bronzite,
2) olivine $>>$ talc $>$ tremolite $>$ chlorite $\geqslant$ magnetite.

The rock type is rather similar to that at Säkok Ruopsok, though with less of the secondary minerals, and not so much bronzite.

The surrounding rocks are amphibolites and mica-schists. At the eastern or northeastern end of the peridotite, a large grained pegmatite is intruded in the ultrabasic rock. The pegmatite consists of feldspar, muscovite, and quartz. The feldspar crystals may be $^1/_2$ m in diameter and the muscovite plates as wide.

The peridotite close to the pegmatite is quite transformed to talc, and further on the ultrabasic is serpentinized. Certain parts of the rock are rich in tremolite and talc. Very many dikes of asbestos seem to come from the pegmatite. They are mainly composed of tremolite (or actinolite), often with chlorite. The tremolite may be very much altered to talc, and in the thinner veins talc predominates. Such a dike is shown on the photo, fig. 39. Some of the asbestos dikes are very wide, up to 1 m, but they are generally very uneven. Some are rather diffuse, and they have generally a high content of chlorite, apart from amphibole. One such a dike is shown in fig. 40. The narrower dikes, on the other hand, are often quite devoid of chlorite. Carbonates are sometimes seen in the larger dikes. Some parts of the peridotite at the sides may be much altered, and thus like the rocks at Säkok Ruopsok. At the SE contact of the ultrabasic and the amphibolite, a rock rich in tremolite or actinolite has developed.

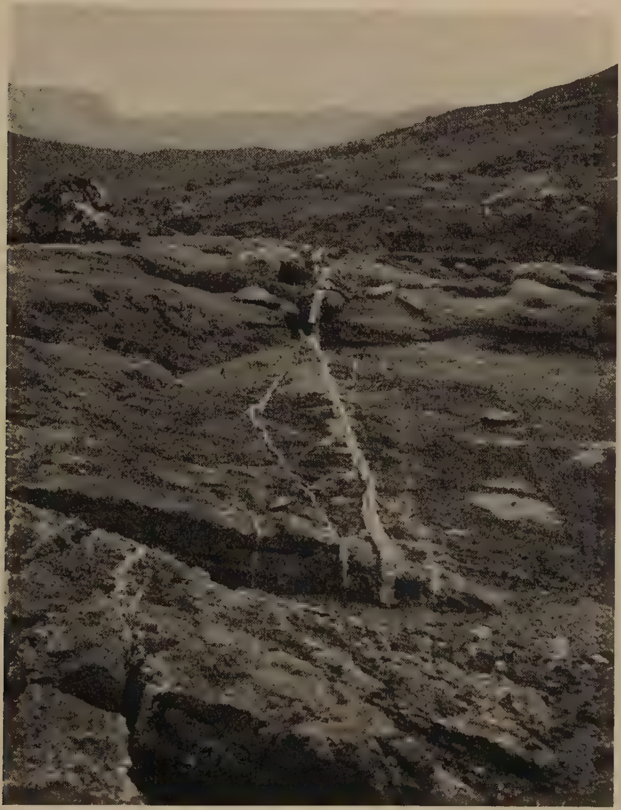


Fig. 39. Amphibole asbestos dike in peridotite from St. Väktarklumpen with much of the tremolite altered to talc.

The other peridotite outcrops in this area have no asbestos dikes. They are generally medium-grained or sugary-grained, rather fresh olivine rocks with only some local talc, chlorite or tremolite. Large pegmatite intrusions are very scarce in this district. Towards Blåsjön in NW, the serpentinization is increasing as the phyllitic region is approached. At the SE corner of Blåsjön a rather serpentinized peridotite appears, containing a good deal of serpentine asbestos of the slip-fibre type. It is mainly slickensided, with polished surfaces and layers of platy serpentine. A few inconspicuos cross-fibre serpentine veins are also seen. The rocks around are still amphibolites and mica-schists, veins of quartz and feldspar occurring here and there.

In the peridotites of the phyllitic regions, no veins of cross-fibre asbestos were observed but serpentine slip-fibre asbestos were seen.

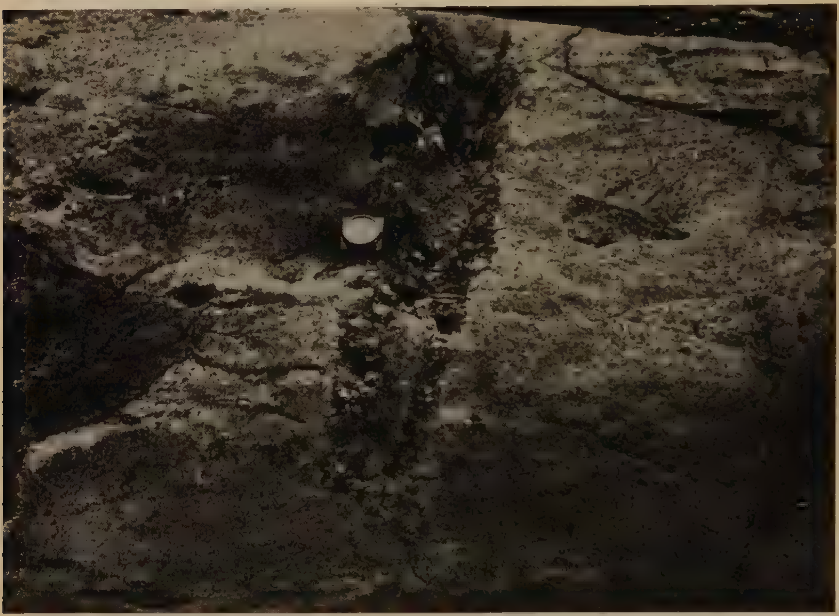


Fig. 40. Wide and diffuse dikes of tremolite and chlorite in peridotite. Görletstjakk, Stora Väktarklumpen.

C. The serpentines of Graipesvare, with a brief description of the district.

In order to investigate the serpentines and their geological relations to the less metamorphic phyllitic or »köli»-rocks, the author mapped in 1925 a region from Aunevare in the north to Rödberg in the south in south-western Västerbotten. This had been surveyed before by P. Quensel, H. Backlund, and others. The central part of the area which was revised in 1933 is reproduced on the map, fig. 41, to the scale 1 : 100 000 (the original scale was 1 : 50 000). The author followed a zone of lens-shaped serpentines bodies in köli-rocks from central Västerbotten southward to Klimpen at the western end of Kultsjön. In the Graipesvare region it seemed possible to determine their age in relation to the Vojtja quartzite-conglomerate, which here comes very close to the peridotites. The first survey showed a certain oblique occurrence of some serpentines in relation to the rows of quartzite-conglomerate and their neighbouring rocks. This made a closer investigation desirable.

The map, fig. 41, shows the following rock types: calcareous phyllites (including quartz-phyllites), limestone, quartzite-conglomerate, graywacke-quartzite, phyllites, serpentine, and amphibolite or greenstone. The phyllites may be divided into quartz-phyllites, gray phyllites and dark phyllites, but this division cannot be carried through in the central part of the area, around Graipesvare which is much disturbed tectonically, with the gray and dark phyllites dominating.

Along the shores of Gikasjön, and on St. Gemon, the following rock sequence can be distinguished, beginning with the youngest:

Calcareous phyllites, partly quartz-phyllitic,
Limestone, or phyllites with lenses of limestone and pebbles of quartzite,
Vojtja conglomerate,
Graywacke-quartzite,
Quartzitic phyllites or quartz-phyllites,
Gray phyllites,
Dark gray or black phyllites.

In the last subdivision, peridotites and amphibolitic rocks (including greenstone or greenschists) are found south of St. Gemon.

Between the graywacke and the conglomerate there is a thin zone of phyllite and one also just above the limestone horizon.

The gray phyllites, and the quartz-phyllites below the graywacke horizon, are often calcareous and this rock type is sometimes very similar to some of the calcareous phyllites of the uppermost horizon.

The area around Graipesvare is distinguished by a strong isoclinal folding of the rocks, which has torn the conglomerate and quartzite horizons in the centre. These may be seen as small lenticular relics in the surrounding phyllites, and are probably pulled off pieces of isoclinal layers. The western-most range of the Vojtja conglomerate is the best developed, and it is directly connected with the rock strata above and below. The different rock horizons here seem to display the normal sequence of strata. They are best seen in the S (SE) part of St. Gemon and at the N part of Gikasjön. The next range of Vojtja conglomerate to the east is rater well exposed, though thinner, but the neighbouring

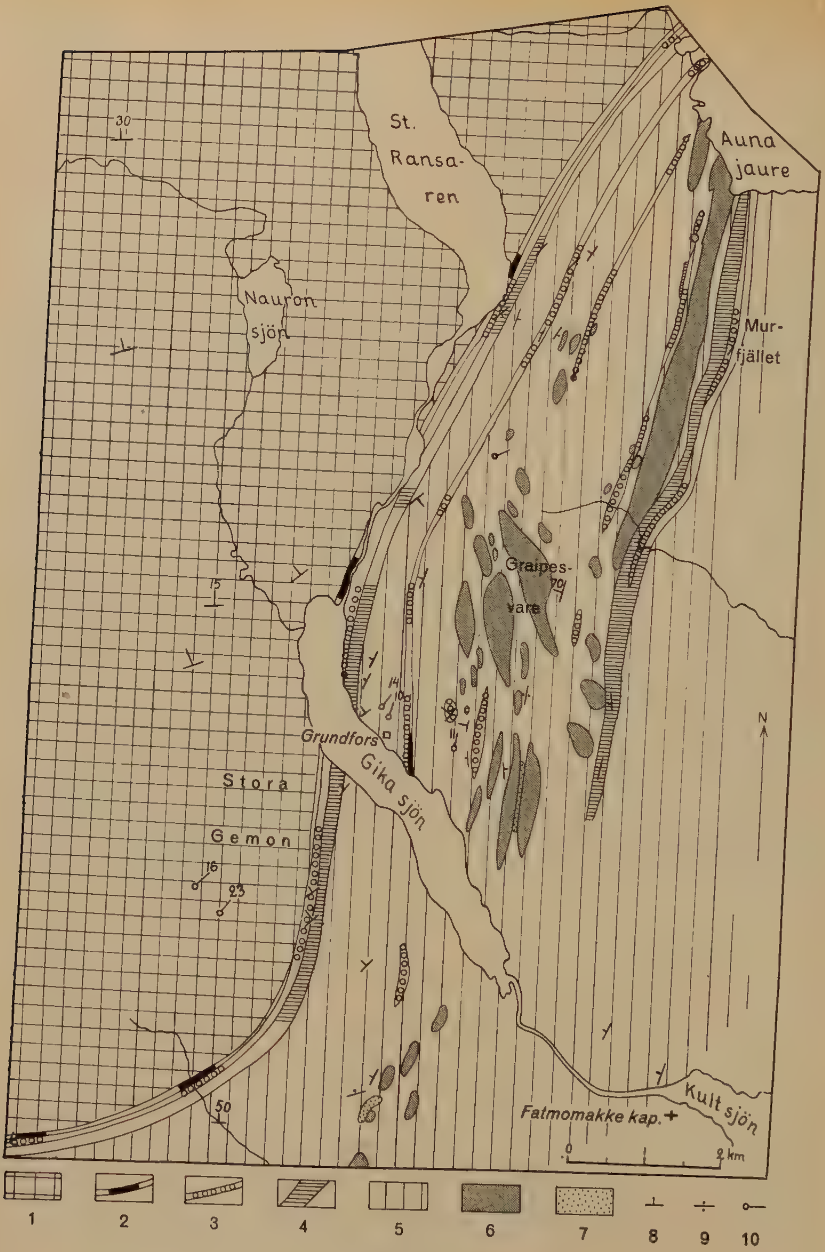

St. Ransa-ren
Auna jaure
Nauron sjön
30
Mur-fjället
Graipes-vare
70
15
14
10
Grundfors
Gika sjön
Stora Gemon
16
23
N
50
Kult sjön
Fatmomakke kap. +
0
2 km
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Fig. 41.

zones of limestone and quartzite are mostly absent. To the east of this line the rock sequence can no longer be distinguished, and the dominant rocks are phyllites of the types accompanying the serpentines on the southern slope of St. Gemon, which by their position may be the oldest rocks of the sequence. The eastern-most range of the Vojtja conglomerate at Murfjället, is again better developed as a long syncline with large exposures of quartzite which here are of a feldspar-bearing sandstone type, rather more quartzitic than the matrix of the quartzite-conglomerate. In one place an outcrop of limestone was observed within the zone of the Vojtja conglomerate. The W part of the quartzite is well developed compared with the E part, which is hardly exposed at all except at one point. The continuation of this quartzite horizon could not be found S of the SE slope of Graipesvare, and it is probable that only the underlaying strata are exposed. The same relations apply to the most westerly but one range of the Vojtja zone, which probably is continued in the outcrop W of the S end of Gikasjön, but cannot be found further south. In the opinion of the author this zone is an isoclinal syncline of the Vojtja conglomerate.

The transition on the southern slope of St. Gemon from calcareous phyllites over limestone, quartzite-conglomerate, quartzite or graywacke, quartzphyllite, to phyllite and dark phyllites seem to be more normal and the strong folding of the rocks together with tectonic movements is probably less developed here.

The phyllitic rocks of the region have generally developed into biotite prophyroblastic rocks, and mark a transition to more metamorphic rocks.

The limestone has generally developed into marble. Sometimes the horizon is distinguished by lenses of marble, and balls or lenses of quartzite, in phyllitic rock. The outcrops of these rocks are not many and the width of the limestone horizons is generally only a few metres (their width on the map is thus exaggerated).

The Vojtja conglomerate shows quartzitic pebbles quite predominating over a slight schistose matrix, which consist of quartzite with some mica

Fig. 41. Geologic Map of the Graipesvare Region by T. Du Rietz. Scale 1 : 100 000
(A part of the topographical map Dikanäs.)

1 = Calcareous phyllites (partly developed as quartz phyllites).
2 = Limestone or marble horizon black (marking observed parts).
3 = Vojtja conglomerate (circles marking observed parts).
4 = Graywacke-quartzite and quartzite.
5 = Phyllites in general.
6 = Serpentine.
7 = Amphibolit or greenstone.
8 = Dip.
9 = Vertical dip.
10 = Pitch axis.

and feldspar. The quartzite balls are generally of elongated or lenticular shape. For a more detailed description of a good type, cf. Kulling 1933, p. 276 (28).

The graywacke-quartzite is a gray or bluish-gray quartzite with 1—2 mm quartz grains of a gray or bluish colour and fragments of a dark phyllite often a few cm in length in a more fine-grained matrix. This rock passes into a grayish quartz-phyllite which may still have porphyritic quartz grains.

The easternmost quartzite range generally contains no phyllitic fragments and the rock is lighter in colour, more like sandstone though partly recrystallized.

The dips and strikes observed at the outcrops of the rocks usually rather mark the direction of the schistosity than of the stratification. This can be seen at several places where the strike direction of the conglomerate horizon forms an acute angle with the strike directions as observed on the outcrops. This specially refers to the extensive westernmost zone of the Vojtja conglomerate. In the isoclinal folds of the central part, the observed strike directions conform better to the real direction of the strata. In this intensively folded area the general NNE to NE direction of the schistosity has been deflected in the direction of the folding.

As mentioned above the peridotites do not occur in the synclinal region in the W part of the mapped area, nor in its continuation to the N and SW. The exceptions, e. g. at the Daunatjåkko area, N of the map, may be attributed to overthrusts. The peridotites only come into contact with the Vojtja conglomerate in the strongly folded parts, e. g. at Graipesvare and Klinten—Valovardo (N of the map).

The serpentines of Graipesvare show many slickensided surfaces with coverings of slip-fibre serpentine asbestos. Such slip-surfaces may be seen in many places, indicating strong movements. One conglomerate outcrop also shows tectonic action, with some crushed surfaces. The lens-shaped outcrops of the conglomerates indicate breaks due to tectonic movements. The author conceives the serpentine lenses as tectonical intrusions in anticlinal ridges. The peridotites are hard, resistant rocks which, because they are chiefly composed of serpentine, will slide easily. They are probably of the same age as the dark phyllites that generally accompany them. They might partly have been flat laccoliths or sheets, now broken tectonically and up-ended by the folding movements in this zone. The oblique position of some of them e. g. of the main mass of Graipesvare, may be due to their greater resistance to the pressure coming from about NW having partly deflected the strata, but without being able to turn the rigid serpentine bodies quite conformably to the strata. In sliding, the oblique serpentine bodies have cut across the folded layers of the younger strata.

Petrographically, the peridotites of the Graipesvare region are almost completely serpentinized. In order to study the earlier phases of the alterations, the peridotites at the great mass of Aunevare just N of this region may be described, These rocks show only partial serpentinization in the main massive and complete alteration at the borders. The small massive of Routek east of the N part of the mapped area exhibits a transition type and it is located somewhat nearer to the metamorphic schists. The rock massive of Rödberg just SW of the map also shows some relics of olivine.

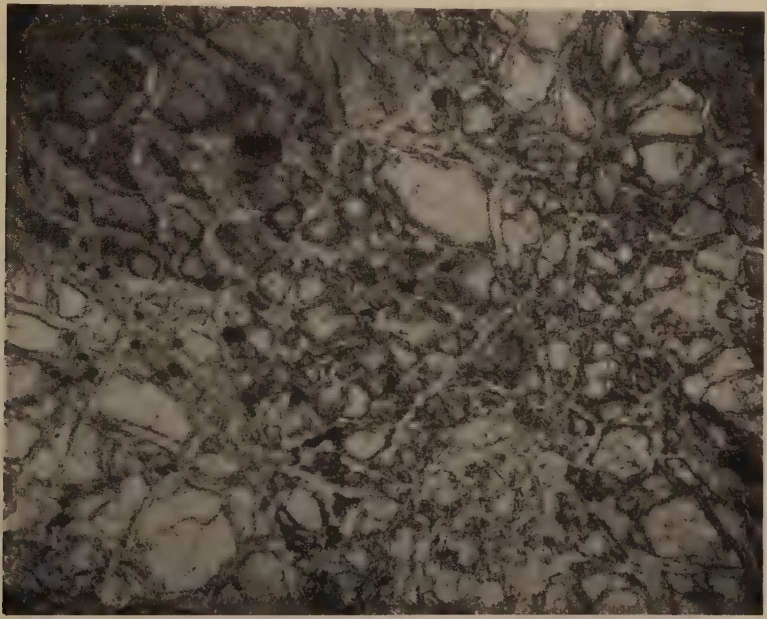


Fig. 42. Mesh structure serpentine (chrysotile) through olivine grains. Aunevare. + nic., about 50 ×.

The slightly serpentinized olivine rocks of Aunevare generally show the regular mesh structure serpentine of chrysotile veins as a network through the olivines (which are up to 2 cm in diameter). The microphoto, fig. 42, shows a typical example. In some rock sections the chrysotile veins may be filled with precipitated iron oxides. A few of the rock types have probably not been attacked by the alterations producing chrysotile serpentine, but only show antigorite serpentine, though this is not common.

In the marginal parts of Aunevare, and in the smaller peridotite bodies around, which exhibit a further serpentinization, an increasing quantity of antigorite serpentine invades the olivine directly as intersecting flakes. These also cut the chrysotile veins, and may even be observed replacing the chrysotile in the directions of the veins. Olivine grains are thus found as remnants in a mass of antigorite flakes. The photo, fig. 43, shows an olivine grain with veins of chrysotile surrounded by aggregates of antigorite, where chrysotile veins are still to be seen completely enclosed in the antigorite. The birefringence of the chrysotile is higher than that of antigorite. The former is about 0.008 to 0.009, and the latter about 0.007. The production of secondary magnetite is not great, probably because the olivine is of the common type rich in forsterite (Graipesvare about 9 mol. % of Fe_2SiO_4, Aunevare and Routek less).

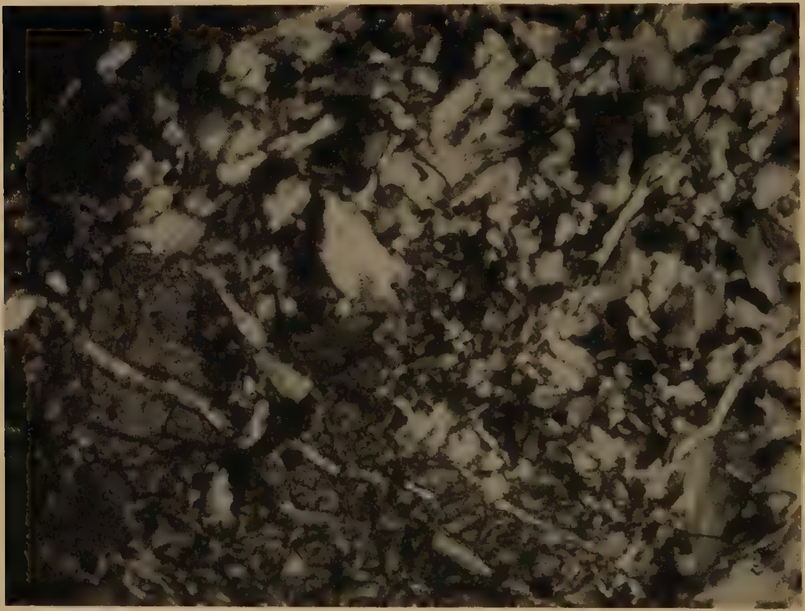


Fig. 43. Olivine grain to the left with veins of chrysotile encircled by a mass of antigorite flakes. Preserved chrysotile veins in the antigorite cluster. Aunevare. + nic., magnified about 60 ×.

Certain rock specimens show a high content of late talc and carbonate, particularly the smaller serpentine bodies south of Aunevare.

The peridotite of Rödberg is generally very much serpentinized, with antigorite predominating over olivine, and the latter often completely altered. Some rock sections also show a chlorite content, a clinochlorite, in the antigorite masses. An analysis made by H. SANTESSON, quoted by F. EICHSTEDT (10, p. 367) in his description of the serpentines gave the following composition:

SiO_2	38.05	6 310
Al_2O_3	8.37	819
Cr_2O_3	0.41	27
FeO	5.51	767
MgO	31.92	7 917
CO_2	2.17	493
H_2O	13.60	7 548
	100.03	

It should only contain antigorite and magnesite, as calcite (ankerite?) and magnetite had been removed before the analysis. This indicates a composition between that of serpentine and chlorite (apart from the carbonate) and the rock specimen was probably chlorite-bearing. If the carbonate and magnetite had been dissolved in an acid, part of the antigorite might also have been removed. The proportion of chlorite would then have increased; the chlorite content seems to be unusually high according to the analysis.

The serpentines at Rödberg contain rather much secondary carbonate and some talc.

The ultrabasic rocks of the Graipesvare region are completely serpentinized, relics of olivine were observed in only two rock slices. In some rock sections a network of chrysotile veins is still preserved. Amorphous serpentine can sometimes be seen between the mesh-structure serpentines, reminiscent of that described from the Muruhatten region (cf. p. 248). Such isotrophic serpentine is often noticed with partial recrystallization of antigorite of a very fine felt-like (or pilotaxitic-like) appearance with transitions into somewhat more large-grained antigorite. The photo, fig. 44 is an attempt to reproduce this.

Spots of more fine-grained, felt-like antigorite in a partly dark matrix (+ nic.) appear more commonly with aggregates of less fine-grained serpentines around them as seen in the photo, fig. 45.

These darker spots look very like devitrified glass.

The dominant type of the antigorite has large-grained flakes of fan-like lamellae, often 2 mm in length, with occasional finer-grained varieties. The typical appearance of the antigorite is reproduced in fig. 46. The intergrowth of antigorite lamellae sometimes forms units as much as 3 mm in length and 2 mm in width. These are often intersected by radial antigorites or other blade-like intergrowths. A common type is shown in fig. 47.

Another type of serpentine is a band-like antigorite of transverse, undulous extinction, reminiscent of the chrysotile type (fig. 48). It has forms showing transition to the regular antigorite, but may be an outgrowth of earlier chrysotile veins, as observed in the serpentines from the Muruhatten region.

The secondary magnetite precipitated by the serpentinization is sometimes arranged in parallel streaks, which give the rock a banded appearance.

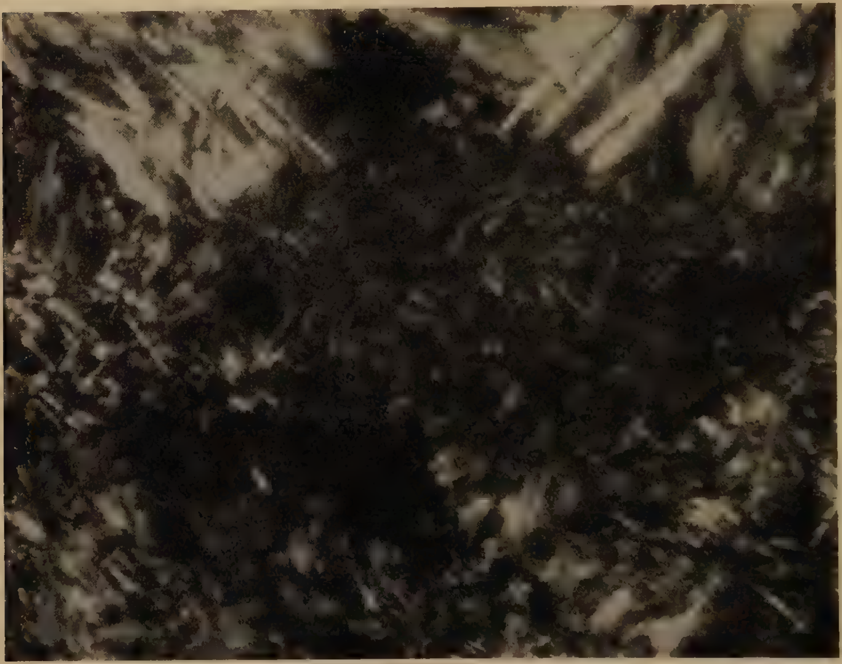


Fig. 44. Almost isotropic serpentine with very fine fibres of antigorite, partly with larger flakes of antigorite. Graipesvare, 28 ×, + nic.

Some varieties of serpentine are tremolite-bearing (particularly in contact with amphibolites,) but secondary talc and carbonate are more usual as transformations of the earlier serpentine, generally with a preponderance of talc over carbonate. In certain places this appearance is distinctly observable macroscopically, and has been described by Fr. Svenonius (39, p. 358). He writes: "In a common pale green, sometimes almost white, fine matrix, which a preliminary microscopic investigation shows to consist of much pale amphibole, serpentine, calcite (ankerite) and a little chromite (magnetite) are to be found some

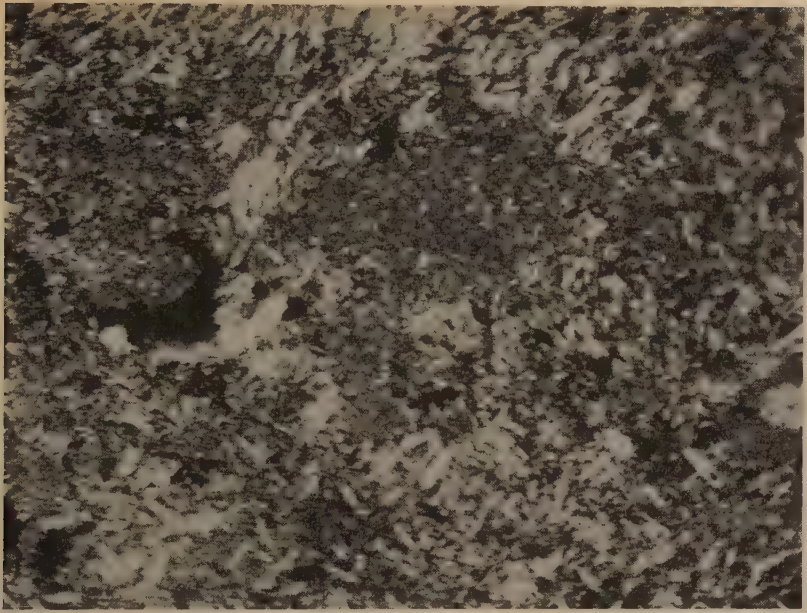


Fig. 45. Remnants of fine-grained, felt-like antigorite in clusters of ordinary flaky antigorite. Graipesvare, + nic., 15 ×.

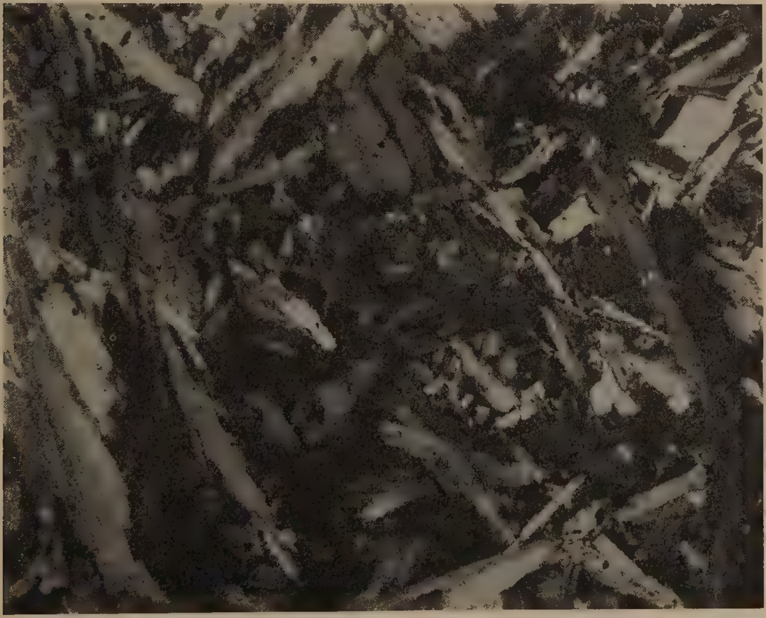


Fig. 46. Typical flaky, fan-like antigorite. Graipesvare, + nic., 23 ×.

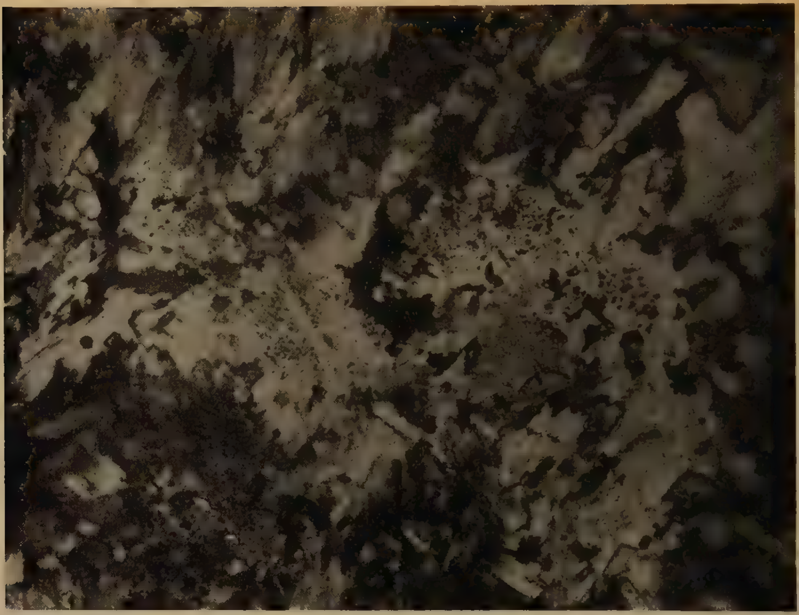


Fig. 47. Intergrowth of blade-like antigorite with almost identical extinction angles. The small dark spots are fine, allotriomorph magnetite grains. Graipesvare. + nic., 22 1/2 ×.

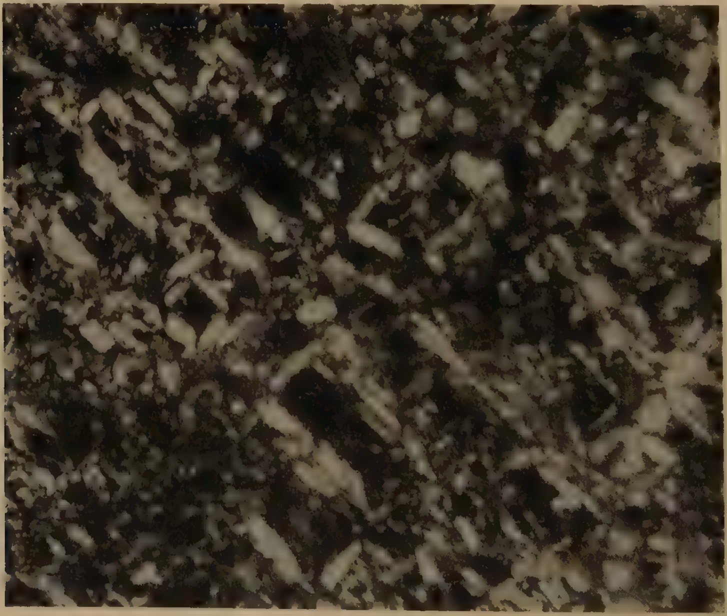


Fig. 48. Band-like antigorite, often with transverse extinction, reminiscent of chrysotile. Graipesvare. + nic., about 40 ×.

very dense, more or less rounded to sharp-edged, small or large pieces of a dark green to almost black colour". He considered these structures indicative of tuff (agglomerate) or conglomerate.

These sharp-edged pieces or balls consist of serpentine, of the usual antigorite type, or of rather dense serpentine. It may have partly altered to talc along cracks or veins. The matrix is generally mostly talc with some carbonate, and serpentine may be present as relics, but is often absent. Tremolite is rather unusual. The size of the serpentine fragments varies greatly from large to microscopical. A common appearance is reproduced in the microphoto, fig. 49.

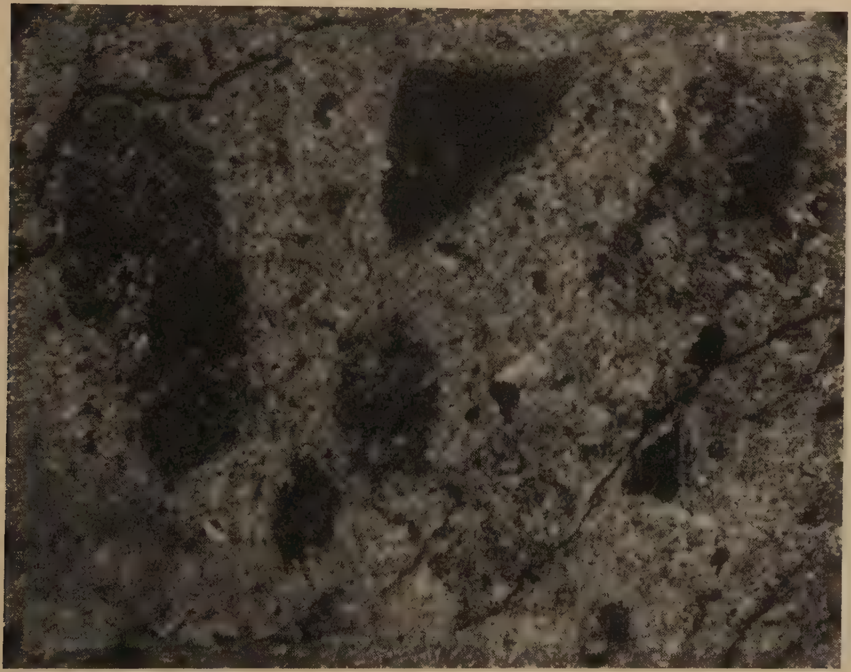


Fig. 49. Fragments of serpentine rock in a matrix of talc and some carbonate. Graipesvare. + nic., 20 ×.

This type of rock is observed at several places, especially in the NW part of Graipesvare. It gives to the serpentine a brecciated appearance, as if the rocks were weathered. O. KULLING (28, p. 256) has described well developed serpentine conglomerates in a region NW of Graipesvare. He writes (in translation), »The conglomerates of the Rotik series: These rocks always appear in close connexion with the peridotite massives, and consist entirely of peridotite material. Their distribution can be seen on the map and is given in the description of the areas. The rocks are studied chiefly around Rotikken, at Atjanbuona and Nieritjåkko. Regular conglomerates predominate in all these places, though sedimentary breccia-like horizons with poorly rounded pebbles are not rare. Usually the pebbles are between 10 and 2 cm in diameter; odd larger ones may also appear. The conglomerate is rather well sorted, without distinct bedding. The figures on plates 14, 15, and 16 give an idea of the appearance of the conglomerate —. In the fine-grained types, cross-bedding is observed with beds and lenses of fine, sandy parts, —.

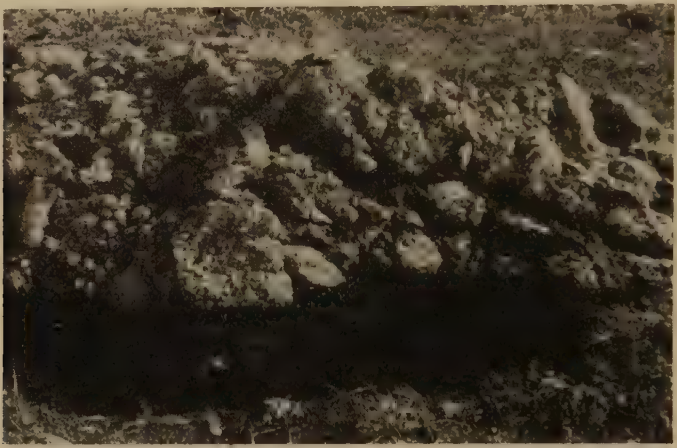


Fig. 50. Breccia-like weathering of serpentine. NW slope of Graipesvare.

The pebbles here are not well rounded. The matrix of the conglomerate is partly pure fine-grained rock detritus, partly carbonate-bearing, and usually dolomitic. In some compressed types, particularly in the SE part of Rotikken, the matrix is converted into white soapstone, while the rounded pebbles have maintained their peridotite-like appearance. Exceptionally, pebbles are observed of a parallel structure earlier than the formation of the conglomerate». The conglomerates are generally quite schistose, but the soapstone matrix has often protected the pebbles from the pressure. The pebbles are generally serpentines of the same composition as in the peridotite massives. The matrix has been partly altered to talc.

Serpentine conglomerates are also mentioned by A. E. TÖRNEBOHM from Western Jämtland (43, p. 77). The fossil-bearing serpentine conglomerates of Ottadalen in Norway, described by P. A ÖYEN (44) are particularly interesting. The preliminary description of the fossils by

H. HEDSTRÖM (23) proves that the age of the peridotite conglomerate is etage 3cβ and 3cγ of the Norwegian Ordovician. The peridotites intrusions are thus earlier than that part of the lower Ordovician. The conglomerates found by KULLING are very much like the Norwegian rocks, and are probably of the same age.

The breccia-like rocks at Graipesvare are probably weathered rocks of the same epoch as those described by KULLING. They may possibly be sedimentary breccias formed above sea level. The weathered parts were easily infiltrated, and thus converted to talc and carbonate-bearing rocks.

The age of the peridotite intrusions, which KULLING, on the basis of his investigations in the Björkvattnet—Virisen region and from TÖRNEBOHM's (43) and C. W. CARSTENS' (5 and 6) descriptions, considers to be lower Ordovician or older, agrees with the conception of the present writer. The appearance of peridotites in the dark phyllites at St. Gemon may be original, but the age of these rocks cannot be determined at present beyond the fact that they are decidedly older than the limestone horizon which is identical with KULLING's Slätdalskalk (lowermost Silurian). A. HÖGBOM (25, p. 41) also mentions that the peridotites are found in dark phyllites below the Vojtja horizon in the region investigated by him SW of the Graipesvare district.

It is a well known fact that peridotitic rocks generally are the earliest intrusions in the folded zones of the mountain ranges, and all the facts indicate that the same relation holds good in the Swedish mountains.

With W. N. BENSON (3) many authors contend that the serpentinizing waters were originally emitted from the peridotite magmas themselves at their intrusions. In the regions described by the writer no facts supporting the derivation of the serpentinizing solutions from peridotite magmas were observed. As has been said above the general serpentinization increases as the phyllites of the low temperature facies are approached. Among the peridotites in mica-schists and gneisses serpentinized ultrabasics are local occurrences, and are often directly connected with granite and pegmatite intrusions. The solutions may have circulated more freely in the phyllitic rocks, and were here probably on a higher level than in the »seve» rocks.

The serpentinization in the Ofoten region of Norway according to St. FOSLIE (15) and in the Joensuu region in Finland according to FROSTERUS and WILKMAN (16), is of a rather similar distribution.

The serpentinization is always earlier than the formation of talc and carbonates, both in occurrences of the soapstone type and in the peridotites in the phyllitic rocks. In the former serpentinization is mainly due to solutions derived from acid intrusions, and in the second type it may possibly also be due to waters of magmatic origin circulating in the rocks. In that case they must have been emitted from acid magmas intruded in the earlier phase of the Caledonian epoch (before the rocks were weathered).

Discussion of results.

I. Primary composition of the peridotites.

The peridotites of the mountain range of Northern Sweden are generally of primary dunitic composition, but there are frequent transitions to saxonitic types. The common rock type thus almost corresponds to the femic orthosilicate, with only a few per cent. of ore minerals of the spinel group.

As in the forsterite-rich olivine, the magnesia content of the rocks is extreme, with a medium iron content (generally below 10 %) and exceptionally low figures of the other common oxides. The chromium percentage is much above normal, though seldom more than $^1/_2$ per cent. The alkalies, lime, alumina, and titanium contents are almost negligible. The very low Al_2O_3 percentage (<1 %) may appear in picotite; if a trifle higher, it may also be found in the olivine or enstatite, seen for instance from the precipitation of spinel or picotite in the serpentinization of some rocks. A somewhat higher alumina content is found in the diopside-bearing varieties (rare). A still higher percentage is found in garnet-bearing peridotite. The garnet was stable during the late crystallization, and has grown round earlier olivine grains in the same way as some enstatites, but forming still larger grains. It has subsequently been altered (cf. p. 156).

When the silica content is above the orthosilicate rate, orthorhombic pyroxene is formed. One rock analysis indicates that the content of metasilicate may be higher than observed in the microscope, with enstatites that cannot be distinguished from the olivine. This is not the common case, however, as the enstatites generally have very few centres of crystallization and have grown into large, porphyritic units, sometimes enclosing earlier olivines. No signs of resorption have been observed. The enstatites may be very unequally distributed in the rocks, some parts containing plenty of it, and other parts of the same peridotite outcrop, being void of the pyroxene. This indicates a segregation of the minerals during crystallization. The same is the case with the diopside of some peridotites containing monoclinic pyroxene.

One rock type with a high percentage of fayalite in the olivine is also biotite-bearing locally. Microscopically, the biotite has a secondary appearance towards the olivine, and it is therefore not possible to say if it is of late magmatic origin or secondary, though it is earlier than actinolite appearing in the same rock. As seen by the mica content, this rock is exceptionally rich in alumina and titanium (cf. p. 152).

With the exception of the rock mentioned above, the analyses of the peridotites show that the magnesia content in relation to magnesia and all iron oxides (including MnO) varies between 87 and 93 mol. %.

The proportion of MgO to FeO is about the same in the different minerals of the same rock (except in the ore minerals). If the olivine is richer in iron in one rock than in another, the enstatite will also be richer in iron. The iron percentage may be slightly higher in the enstatite, however. Similar variations in the Mg:FeO ratio is shown by secondary minerals e. g. tremolites.

With increasing silica content of an igneous rock, the proportion of MgO to FeO usually decreases, but this circumstance has not been observed by comparing dunites with saxonites in the examined rocks.

The olivine is rich in forsterite, averaging 8 mol. % of Fe_2SiO_4. Its composition varies, according to refraction indices and optic axial angles, from 5 to 24 % in the specimens examined.

The ore mineral is reddish chromite, brownish to yellowish picotite, or magnetite. In most cases it is a black opaque magnetite with a reddish lustre of the chromite type, transparent in the centre of the grain, distinguishing a core richer in chromium than the rim. The ore grains are usually decidedly smaller than the olivines, but in one rock type both porphyritic and small grains of chromite of the same average size as the olivine grains have been observed, uniformly distributed in the rock.

No transitions towards gabbroic or feldspar-bearing rocks have been found; the ultrabasic rocks are rather uniform, and practically undifferentiated. They must have got their extreme composition before the intrusion. As they have had no contact action on the surrounding schists, they have possibly been intruded in a semi-crystalline state.

II. The transformations.

1. The development of the soapstones and the rocks around.

The development and evolution of the soapstones in the region of Western Frostviken being best known, it will be discussed in greater detail.

The peridotites occur in rocks now developed as quartz-micaschists and schistose amphibolites. From the appearance of the latter rocks as quite recrystallized, finely schistose intercalations in the mica-schists, they can be regarded as originally extrusive. They are generally found in abundance in the neighbourhood of the peridotites, and seem to be older than these.

At a period of folding, with a thrust from the N or NNW towards the S or SSE, much pegmatitic and aplitic granites were injected. The composition of these injections is rather variable. Microcline predominates in some, and acid plagioclase in others. Quartz is often less abundant than the feldspars in the pegmatites, but also appears as separate veins. Pegmatites with predominant potash feldspar generally form large bodies, while the types in which plagioclase dominates appear as small lenses and are more intimately injected in the mica-schists. In the injection gneisses plagioclase feldspar thus generally dominates (besides quartz). In composition it varies between $Ab_{92}An_8$ and $Ab_{76}An_{24}$. The pegmatite injections are more common in the mica-schists than in the amphibolites.

Pegmatite injections or injection-gneisses are frequently seen close to the soapstone occurrences at the sides of the peridotites. Plagioclase feldspar predominates in them, but as they generally also have a prominent mica content, a reaction with the basic rocks may have transformed original potash feldspar molecules into biotite. The quartz content of these rocks is very low, or none at all, at the contacts with the peridotites.

The pegmatites or aplites at the peridotite border are generally surrounded by a zone of tourmaline rock, indicating that pneumatolytic solutions have succeeded the pegmatite injections. Tourmaline is evidently easiest formed in the presence of basic rocks, which can supply an abundance of magnesia. Besides in connection with pegmatites or aplites, tourmaline rocks are found as separate intrusions (sometimes with quartz veins) in micaschists close to the peridotite.

Where the pneumatolytic and hydrothermal solutions have succeded the pegmatites, a strong reaction with the peridotite has occurred. These transformations are best developed at the contacts of amphibolites and peridotites.

The surrounding amphibolites are generally composed of common green hornblende, plagioclase, with more or less zoisite (or clinozoisite), quartz, titanite (or rutile), and ilmenite (or magnetite). At the injection and tourmalinization of the amphibolite, the hornblende is transformed into a greenish amphibole of weaker pleochroism and an optic axial angle changing into positive, or about $2V = 90°$. This hornblende is rich in alumina and may be considered a transitional form between common green hornblende and a pargasitic hornblende. A paler variant, still of optic positive character, seems to be a transitional form between the latter and actinolite. The plagioclase of the amphibolite may be partly or wholly transformed into zoisite.

The pegmatite injected amphibolites also contain biotite, and often garnet (chiefly almandine), though garnet sems to have been formed where some micaschist was originally present. Rutile is a common constituent in the injected amphibolite, and zoisite-orthite or epidote-orthite is present accessorily. The amphibolite may be quite recrystallized, and is often rather coarse-grained with idiomorphic tourmalines and zoisites (and garnet if present). Quartz is always absent in the injected amphibolite near the peridotite contact, but at a little distance from the peridotite it may be abundant in the injected rock.

Migmatitic rocks occur which may be composed of four components viz. amphibolite, a little mica-schist, and pegmatite injections, all permeated by pneumatolytic solutions, with abundant precipitation of tourmaline.

Biotite or chlorite is generally concentrated at the margin of the amphibolite towards the peridotite, and is partly a result of reaction between the injections and the ultrabasic rock.

The rock analyses show that the addition of alumina by the pneumatolytic solutions has been considerable. Furthermore boron and water have been added. All the pneumatolytic injections observed are thus characterized by tourmaline, denoting solutions rich in boron. The chemical analyses of the rocks and the minerals show that lithium and fluorine were absent. The abundance of rutile as well as the titanium content of the tourmaline shows that TiO_2 also must have been supplied (some of it, however, derived from the primary content in amphibolite or mica-schist). In a small quantity cerium and other rare components have been added as seen by the appearance of orthites. The almost constant occurrence of some pyrrhotite, pyrite, or chalcopyrite indicates that sulphur has also been introduced by the hydrothermal solutions.

The excess of alumina and deficiency of alkalies in the rocks may be a result of hydrolysis of the alkali-aluminum silicates in the pneumatolytic stage, with removal of the alkalies.

Between the amphibolite and the peridotite the following zonal arrangement of reaction rocks is typical:

Partly serpentinized peridotite,
Actinolite- and talc-bearing serpentinized peridotite,
Talc-schist with some actinolite and a little chlorite,
Talc-chlorite rock,

Actinolite-chlorite rock with some talc,
Chlorite-rock with actinolite and anthophyllite,
Chlorite rock,
Partly chloritized amphibolite.

The amphibolite and the chlorite rock often contain abundant large tourmaline prisms. The tourmaline content of the amphibolite is considerable close to the injected pegmatites, though generally concentrated at the margin of the amphibolite which was often developed as a biotite-tourmaline rock. The biotite, however, is generally chloritized in the tourmaline-bearing rocks, or is otherwise often developed as a vermiculite (a discoloured biotite reminiscent of chlorite). The biotite is not stable at as low a temperature as the tourmaline. In some cases chlorite might have been developed directly as a reaction of amphibolite and peridotite in connection with the injections.

The plagioclase of the amphibolite is not stable together with the tourmaline and the new hornblende. Zoisite is the normal component of these highly pneumatolytically transformed amphibolites. In some instances where the anorthite percentage of the plagioclase varies and more salic components are also found, this can be ascribed to pegmatitic injections in a migmatitic amphibolite. Albite is, however, not observed as a last stable phase of the plagioclase in these rocks.

Transformation of greenish hornblende into actinolite has not been observed in the same rock. Actinolite is thus found in the entirely chloritized rocks close to the peridotite, and seems to indicate migration of lime (or limesilicate) at the beginning of the chloritization of the amphibolite. At the transformation of the tourmaline-amphibolite, the order of chloritization of the minerals is the following: hornblende — tourmaline — zoisite. Of the accessory minerals, garnet is observed in almost completely chloritized rocks. Rutile is often first converted into ilmenite, and orthite is altered before zoisite.

The formation of actinolite or tremolite at the peridotite border might be ascribed to addition of lime and silica from the pneumatolytic injections, as the injected pegmatites are of a trondhjemitic character. The anorthite percentage of the plagioclases is, however, not high, and the development of actinolites at and in the peridotites is considerable compared with the injected pegmatites. The main reason why the amphibolites are considered to have supplied the lime for the development of actinolite (or tremolite) is the common presence of actinolite in peridotites when the latter is bordered by amphibolitic rocks. When amphibolites do not occur at the peridotite border, the formation of pale amphibole is less conspicuous.

Anthophyllite is not as common in the chlorite rock as actinolite. As to the occurrence of anthophyllite, it seems as if this is formed when mica-schists have also taken part in the reactions developing the chlorite rock. The anthophyllite was probably developed in an original biotite-schist.

The appearance of cummingtonite as a silicification product of olivine was looked for, but was never observed. Tremolite or actinolite is invariably formed.

The iron content of this amphibole primarily depends on the fayalite proportion of the original olivine of the peridotite. In a less degree it also depends on whether it is formed in the peridotite or in the chlorite rock outside the peridotite. In the latter case it is slightly richer in iron. No transformation of actinolite into tremolite as a more stable component at lower temperatures was observed.

The pure chlorite rock (generally with solitary magnetite octahedra) marks the border of the country-rock against the peridotite. Hydrothermal solutions have had easier access here, and the transformations were thus more complete. If we compare the analysis of the chlorite rock from Muruhatten (p. 168) with that of the amphibolitic rocks (pp. 180, 186, it is conceivable that it is not a direct alteration product of the amphibolite, but rather a reaction product of the amphibolite with the peridotite under the influence of hydrothermal solutions. All the lime liberated has probably gone to the formation of actinolite in the peridotite. The mineral of the chlorite rock is clinochlorite, marking a higher alumina content than in the chlorite formed in the peridotite, which is generally a penninite.

The alkalies were removed during the gradual transformation of amphibolite towards chlorite rock, but lime, together with silica from the hydrothermal solution, migrated towards the ultrabasic and formed actinolite. This mineral is more abundant at the peridotite border than farther in. — Chloritization is intimately associated with the formation of actinolite in the ultrabasic, though continuing later. The chlorite is often more widely dispersed in the peridotite than the amphibole, but there is generally less of it. The slight chloritization of the olivine was directly succeded by serpentinization as the alumina content of the solutions was reduced. Serpentinization of the peridotite is generally more conspicuous than chloritization. It is further described below.

As the temperature fell still more, talc began to form, especially at the peridotite border, primarily by transformation of serpentine and olivine. At the original margin of the ultrabasic, even the actinolite was altered. Transformation being very strong at the marginal part of the peridotite in contact with the chlorite rock, a pure talc-schist is often developed. In most cases it contains some chlorite, however, as this is not easily transformed into talc. Remnants of fibrous actinolite occur in the talc-rock forming actinolite-talc schists increasing in quantity towards the margins of the talc rock.

Talc decreases rapidly in quantity towards the centre of the peridotite, where it is generally absent except for small solitary veins here and there.

In the Muruhatten region carbonatization (or addition of CO_2) is evidently not causing the formation of either serpentine or talc from the peridotite, but magnesia or lime-magnesia carbonate develops independently, though often in association with the formation of talc (slightly later, however).

The addition of silica from the solutions, for the silicification of olivine and serpentine, must have been considerable. The quantity must have been several times larger than what can have been contained in the exposed pegmatites at the contact of the peridotite. It was, however, still not sufficient for the transformations that have occurred, as the injection gneisses and injected amphibolites are rather desilicated. The transformations might thus conceivably have been more extensive, if the injections had been greater.

At the contact of the peridotite with mica-schists the transformations are less conspicuous, and soapstones are often scarcely developed at all. Even the wall rock mica-schist is less chloritized, generally with remnants of biotite with the chlorite. It may be partly developed as a vermiculite-schist, with large garnet dodecaedrons. Even when there are pegmatite injections in the mica-schist near the peridotite contact, the transformation of the margin of the ultrabasic rock is little developed as compared with the contact of the peridotite with amphibolitic rocks, where the reactions are much more prominent.

The movements of the chief components of the rocks at the reactions may be summarized as follows:

K	migrates from the pegmatites towards the peridotite or amphibolite, forming biotite. In the hydrothermal stage K is removed (chloritization).
Na	remains in the pegmatite, or migrates into the schists, or to a smaller extent partakes in the pneumatolysis.
Al	migrates from the pneumatolytic-hydrothermal solutions into the amphibolite, with development of minerals richer in Al_2O_3, and then also to the peridotite (formation of chlorite).
Ca	migrates towards the peridotite (chiefly from the amphibolite, partly possibly from the pneumatolytic solutions).
Mg	migrates outwards from the peridotite, with development of biotite, actinolite, anthophyllite, chlorite, tourmaline, etc.

Fe is relatively constant in the rocks.

Si migrates from the pegmatite and its residual solutions towards the peridotite, with silicification of the latter.

Ti of the migmatitic rocks is partly derived from the pneumatolytic solutions and partly from the original amphibolite or mica-schist.

B migrates in the pneumatolytic solutions toward the amphibolite and peridotite, with formation of tourmaline.

Water, sulphur, and possibly carbon-dioxide, are also supplied by the pneumatolytic-hydrothermal solutions.

If the peridotite body was small, as for instance at Junsternäset, all the original olivine may have been transformed into talc (chlorite and actinolite), and pure quartz veins may be found beside the soapstone. Owing to the abundance of hydrothermal solutions in relation to the peridotite the reactions are more complete, and the distribution of the secondary minerals is rather diffuse.

When hydrothermal alterations have produced soapstones from peridotites at some distance from the pegmatite injections, the zonal arrangement of the resulting rocks is more diffuse, and the secondary minerals may be more completely mixed. The secondary carbonates seem to form preferably at a little distance from the pegmatites, and in several cases they are found at the top of the peridotite body, while they are almost absent in the soapstones at the sides of the peridotite. When the later hydrothermal alteration has been very strong, talc may appear as veins in the peridotite, and carbonates as large concretionary fillings. In other cases the earlier hydrothermal alterations viz. tremolite and chlorite, may be more conspicuous, but as the talc is not then so prominent, the rock can hardly be designated a soapstone.

Some occurrences, e. g. at Handöl and Laisholm, appear on the outer margins of mica-schist regions. But as pegmatite intrusions are observed in the neighbourhood, the solutions producing the transformation probably originated in the same way as in the Frostviken area. Tectonic movements may have facilitated the progress of the hydrothermal solutions. The transformed ultrabasic at Handöl is almost completely surrounded by amphibolitic rocks, which fact has facilitated the reactions producing the complete transformation of the ultrabasic rock. A contributory circumstance might be the occurrence of marble in the hanging wall. This is evidently the cause of the abundant development of carbonates in the soapstone.

Certain peridotites show incipient transformation, with a concretionary appearance of nodules consisting of tremolite and chlorite, which are often more or less replaced by talc and carbonate. Serpentinization of the ultrabasic may be lacking. These nodules appear irregularly in the rock, though generally the borders are more transformed. In some instances the whole outcrop of ultrabasic may be transformed into a rock consisting of tremolite, chlorite, talc, and carbonate, with more or less serpentine. The width of these rocks, however, is not great. They are almost surrounded by amphibolites, and the rocks around are often much injected by pegmatite. In several cases thin lenses of peridotite in contact with amphibolites have been transformed into pure actinolite rock. The amphibole may be partly altered to talc, and possibly to carbonate.

The mineralogy and origin of many cross-fibre asbestos veins of the amphibole type is similar. They may be composed of tremolite (or actinolite), or tremolite and chlorite. A secondary alteration to talc, or to talc and carbonate, is often seen. The cross-fibre amphibole or serpentine asbestos appears in the peridotite of the metamorphic schists, but in the phyllitic regions such asbestos veins in peridotite are rare, and only slip-fibre serpentine asbestos seem to be common there. Neither kind is conspicuous in the rocks examined by the author.

In several places a deposition of sulphides has been observed at the hydrothermal alterations of the peridotites accompanying the formation of soapstone. This generally consists of chalcopyrite and pyrrhotite, often with preponderance of the former, and occasionally accompanied by bornite. The pyrite is not as common as the other sulphides in these deposits. The sulphides generally follow a strong chloritization of the peridotite (with some antigoritization). The tremolitized borders of some peridotites may also have solitary sulphide grains.

From the way in which the pegmatites appear in the folds of the schists besides the ultrabasic rocks in the Frostviken area, it is probable that they have been intruded at an epoch of strong folding of the region. But as seen by the foliation of the talc schists at Muruhatten and Junsternäset, which is concordant with the folding, the folding has evidently continued after the development of these rocks. The distortion of the chlorite schist, and the development of transverse porphyritic chlorites in these rocks, as well as slickensides between the peridotite and the talc schists, also indicate considerable movements.

2. Comparison with some other descriptions of soapstone and related rocks.

A great deal has been written about soapstone occurrences, but only a few descriptions that may be of some special interest for comparison with the descriptions in this paper, will be quoted here.

Several accounts of the formation of albitite and albite-corundum bodies (plumasites) at the contact of pegmatites with ultrabasic rocks have been summarized by S. S. Gordon (19) and E. S. Larsen (31). In most cases regular pegmatites have been observed cutting into the ultrabasic or coming into contact with it. The part of the pegmatite or aplite within the ultrabasic rocks is then free of quartz, potassium feldspar is absent, and plagioclase is predominating. The plagioclase is often accompanied by corundum and possibly by margarite, and occasionally corundum is prevailing. Tourmaline is common in these pegmatatites too, and spinel, molybdenite, rutile, orthite etc. may appear accessorily. Towards the peridotite reaction zones appear usually with biotite, vermiculite, or chlorite next to the pegmatite, followed by actinolite or anthophyllite, rock, and a talc-schist next to the peridotite or serpentine. The width and appearance of these rocks are very uneven. They have generally been interpreted as desilificated pegmatites, where the silica has been used up for the formation of talc out of the peridotite, and the potassium has gone to develop mica. Larsen indicates that the reaction zones are generally wider than one would expect, and that the mineral association is rather hydrothermal than magmatic. He considers these occurrences a product of the hydrothermal residue of the ultrabasic magmas, and disregards the fact that in most cases they are connected with real pegmatites, which have evidently been followed by the pneumatolytic and hydrothermal solutions.

The developement of the emerald bearing rocks of Ural as related by A. Fersmann (11) has many analogies with the soapstone occurrences described in this paper. Metamorphosed sedimentary rocks with intercalated basic rocks are intruded by dunite-pyroxenite and other, more acid rocks of the same magma. Later pegmatitic and pneumatolytic material has been injected from a large granite batholith. In the pegmatite dikes of Ural potassium generally dominates, but in those at the emerald mines soda dominates, and some are plagioclasites. They are richer in CaO, Na_2O, and Al_2O_3, and poorer in K_2O and SiO_2, and show different stages of desilication. The following principal rocks are formed: 1) pegmatites (albitites, plagioclasites), 2) emerald bearing biotite-schist, 3) chlorite-actinolite schist, 4) talc schist. The zonal order of the rocks is: 4, 3, 2, 1, 2, 3, 4, but some may not be developed. The boundary between the pegmatite and biotite zones is generally sharp. The biotite is often accompanied by emerald and alexandrite, quartz, apatite, tourmaline, chlorite, iron ore grains, and rutile. In the transformation of the pegmatites albitites are formed (desilication), part of the migrating pegmatite material produced the biotite-schist with a part of the surrounding ultrabasic rock, a further migrating part gave the actinolite-chlorite schist with another part of the environing rocks, and the farther migrating quartz produced silicification of the ultrabasic rocks. Potassium is femiphile and migrates easier to rocks rich in Fe, Mg, Ca (producing biotite), while soda, being alumophile, migrates easily in the presence of argillaceous sediments. In this case it remains in the residual solution. The conditions are thus similar to those in the Muruhatten region. No beryllium minerals were observed, but tourmaline is much more prominent.

A recent description of the soapstones of the Appalachian mountains by H. H. HESS (24) shows many analogies with the soapstones examined by the present writer. HESS found that the serpentinization is always earlier than the steatitization »and unrelated to it in any way. Minerals formed during steatitization may always be found replacing serpentine, but serpentine never replaces any of these minerals.»

This last fact is partly contradicted by the author's experience of the transformation of peridotite close by the soapstone. Here the antigorite is later or almost contemporaneous with the chlorite, and decidedly later than the tremolites. The earlier serpentine, the chrysotile, is on the other hand in most cases older than the tremolite. Within the real soapstone the antigorite is completely altered to talc, which is the stable component in the much altered rocks. The tremolite may still be partly preserved, especially at the sides of the soapstone.

HESS distinguishes two different types of soapstone. In the first type the whole ultrabasic body is transformed. The composition is not much altered, as the reactions have chiefly taken place in a closed system. The solutions have only facilitated the formation of stable minerals. If the range of temperature has been sufficient, the following reactions have taken place: the olivine, pyroxene or serpentine has been replaced by amphiboles — green hornblende if plagioclase had been present, otherwise actinolite. When the temperature falls, the amphibole is altered towards tremolite, and chlorite is formed. If much alumina is present a rock of practically only chlorite may develop. In ultrabasic rocks poor in alumina, talc and carbonates are generally formed instead, possibly with some chlorite.

In the rocks studied by the author the amphiboles are generally more tremolitic in the peridotites and frequently more actinolitic in the chlorite-bearing contact rocks. The rocks in which chlorite dominates are generally transformations of the surrounding rock (usually an amphibolite) at the peridotite border, and the chlorite content in the original ultrabasic rock is not conspicuous. When the peridotite itself is completely altered, it is often a talc-carbonate rock with only a few per cent of chlorite (Sråttekjaure is an exception, however). It is hard to say whether this chlorite is a product mainly of the solution, or a product of reaction with the surrounding rock, but the latter is more probable. Inside the slightly altered peridotite the chlorite is most likely directly deposited by the solutions.

HESS' second type is small lens-shaped or concordant talc rocks, often limited to the contacts and fractures of the peridotites. The wall-rock is strongly chloritized. This rock, blackwall, is often a pure chlorite rock, sometimes with magnetite octahedra, nodules of carbonate, and possibly epidote. Fractures in the peridotite have carbonates, and some actinolite is generally also present. Radiating crystals of actinolite replace the serpentine along the contact of the talc lens, and the serpentine matrix is often changed into talc which may pseudomorphose the actinolite. Upward passing solutions originating from granites have caused the alterations. Where acid intrusions are near, the alteration is usually more complete. It is not possible to say if all the alterations are caused by solutions from acid intrusions, but Hess favours this supposition.

By the description, the second type of soapstone strongly resembles most of the Swedish occurrences.

3. Serpentinization.

Among the peridotite transformations, serpentinization is the most widespread. In general, serpentinization is increasing as the less metamorphosed schists are approached. Among the peridotites in phyllitic rocks, serpentinization is generally complete except in large bodies, where the inner parts may to a certain extent have escaped the alteration. The outer margins are generally quite transformed.

In more metamorphosed rocks, as in the mica-schists and gneisses, the peridotites are rather fresh, and only slightly serpentinized. When the degree of alteration is greater, this can often be directly connected with transformations produced by acid intrusives, or rather their hydrothermal successors, which are often also connected with the development of soapstone. This serpentinization, or hydrothermal alteration, is usually quite local, but as it is very unequal and sometimes almost complete, it is possible to study the progress of the alteration from quite fresh olivine rocks to regular serpentines. The transformation is often gradual from the more serpentinized borders to the less altered central parts of the peridotites. It may also be complex, with almost the same mineral association as in the steatites, but with predominating serpentine.

A detailed description of the development of the serpentinization will be given below, mainly from the region round Muruhatten, but also typical of many other regions:

The fresh olivine grains are penetrated by cracks, and these may be filled by veins of chrysotile serpentine. In the centre of the vein is a separating, isotropic stripe on both sides of which the perpendicular staves of chrysotile are arranged. A precipitation of very fine-grained magnetites is often to be seen in the central part, and larger solitary magnetites are sometimes observed. The isotropic appearance of the centre is caused by the meeting of the two rows of chrysotile. The veins give the impression that the large olivines are split up into several small grains. But by the equal extinction of a certain field it is easy to see what has been the original grain.

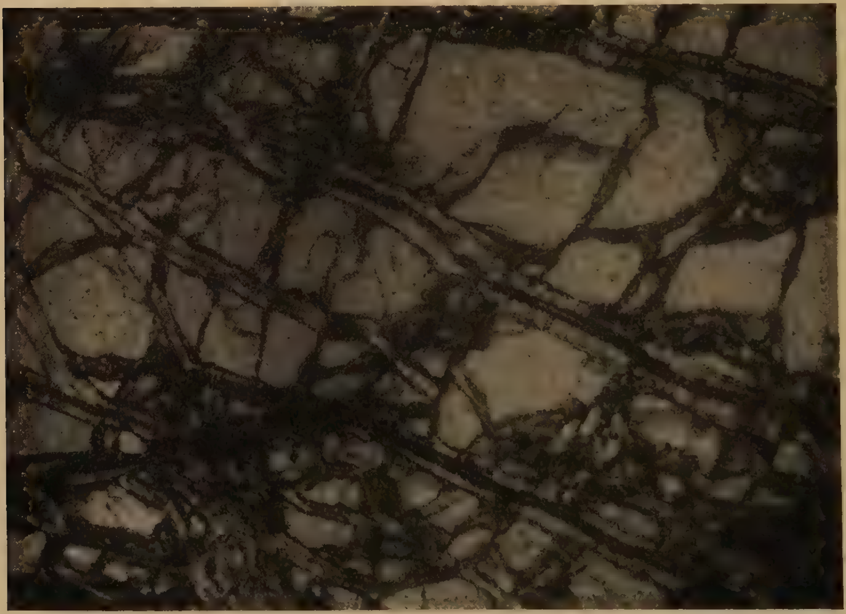


Fig. 51. Veins of chrysotile serpentine in olivine rock. Two rows of chrysotile laths at right angles to the walls of the vein, and generally a thin isotropic streak in the centre. The chrysotile fibres show different angles of extinction, which gives an undulous appearence to the extinction. + nic., magnified 50 ×.

Fig. 51 shows chrysotile veins of parallel orientation. In other cases the veins may follow the cracks in the olivines in different directions. The birefringence of the chrysotile is generally 0.009 or 0.010, a little higher than that of antigorite. The elongation of the small fibres is negative (contrary to antigorite). The chrysotile veins are colourless, and the interference colour is normal.

Pale amphiboles cut right through the chrysotile veins with sharp borders, and they are generally formed later. Exceptions are found with traces of serpentine veins through the tremolites, but these veins are very weak and incomplete, and may have originated in a later alteration, which has followed the earlier chrysotile veins.

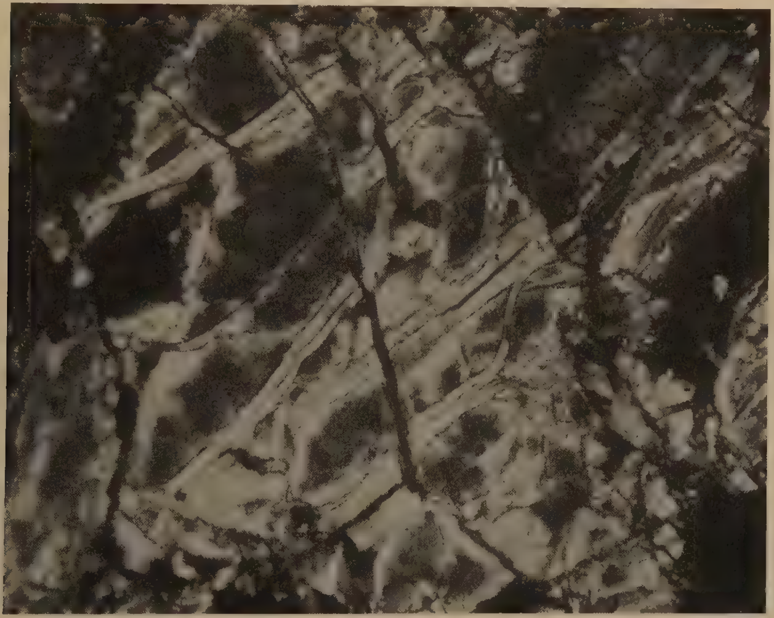


Fig. 52. Olivine grains between chrysotile veins, showing gradual alteration towards amorphous serpentine, with different degrees of refractive outline of the grains. + nic.

A transformation of the olivines, proceeding from the chrysotile veins and attacking the olivine grains partly or altogether, is a later phase. In some rock sections this can be seen to be gradual, the olivine at first losing some of its refraction and birefringence. This may happen in the outer part of the grain, sometimes leaving the olivine intact in the centre. The earliest stage of the alteration is very reminiscent of a description by St. Foslie (17, p. 222) of serpentine from Ofoten. He writes: »It is only a part of the olivine present which is still fresh, mainly in the central parts of the original grains. For the rest it has suffered a change, apparently of metasomatic nature, characterized by a small decline of the refraction and a very considerable decline of the birefringence, but retaining the original extinction, optical orientation and cleavage. There is a gradual change from the original olivine with $\gamma - \alpha$ 0.037, down to about 0.012, and together they form grains with a high relief in contrast to and with sharp borders against the antigorite, which crosses them both, with a much lower index of refraction. This change is not accompanied by any separation of magnetite.» FOSLIE comes to the conclusion that this must be a hydration, with an increase of the silica content and a decrease of the iron and specific gravity. In the rocks described in this paper the alteration has gone further, in many cases to a quite amorphous or colloid-like »serpentine» without any birefringence at all. Fig. 52 shows olivine grains, between chrysotile veins, that are already partly changed towards amorphous serpentine (cf. photos from Rautats p. 150). In the diallage peridotite of Övervattsberget this kind of alteration is common. When the serpentinization of the diopside is almost complete, it is possible to observe an extinction angle of about 43° against the still preserved cleavages. In this alteration of the pyroxene, small greenish grains of high relief, probably of spinel, may also develop.

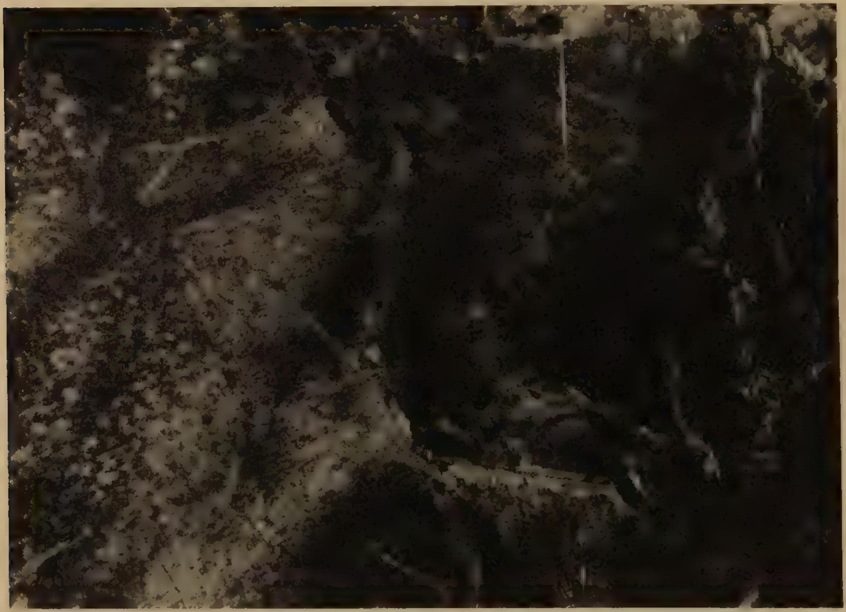


Fig. 53. Amorphous serpentine with re-crystallizing serpentine reminding of devitrification. W Manshögarna, Jämtland + nic., about 40 ×.

In the amorphous serpentines a brownish yellow colour is often observed where the alteration is more complete. A fine dust of iron oxides is suspended in the whole of the serpentine mass. This dust is sometimes precipitated in the serpentinized aureole around a nucleus of preserved olivine and marks the original contour.

A further stage in the alteration of the amorphous serpentine is a partial brightening of the homogeneous isotropic serpentine, fig. 53, reminding of devitrification, with transitions into a flamy serpentine. Such a type is shown in fig. 54. Similar serpentinization, originating from chrysotile veins, has been described by D. DE ORUETA (34, pp. 248, 258, 259).

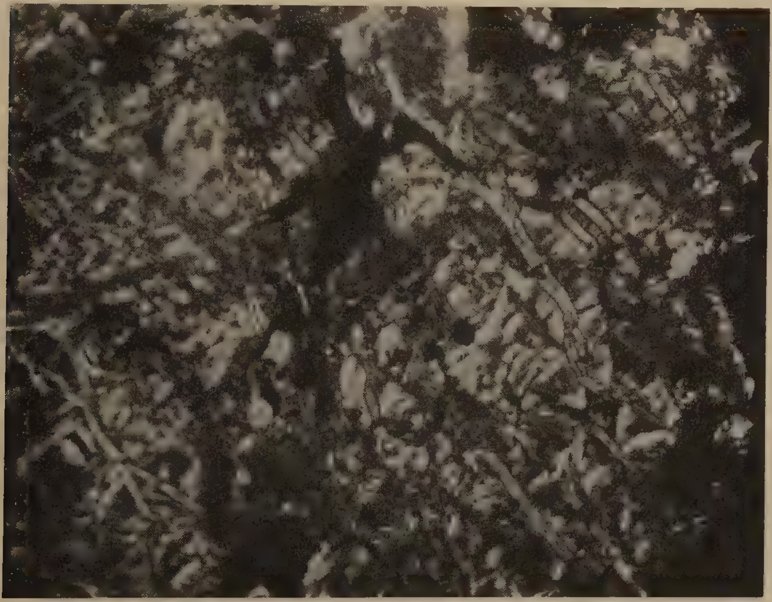


Fig. 54. Flamelike serpentine between chrysotile veins, a gradual alteration of amorphous serpentine. + nic. 40 ×.

The last described serpentinization may change the whole rock into aggregates of flamelike serpentine which may be rather like antigorite, though the grains are not at all as distinct as in antigorite.

The order of appearance of the described serpentinizations, especially the amorphous serpentine, as compared with the tremolitization, is not quite clear. But as these serpentines are often followed by a deposition of sulphides which also characterizes the development of chlorite and antigorite, it is believed that the amorphous serpentine is formed later than the tremolite.

The following phase, the formation of chlorite and antigorite, is much more common. The chlorite is frequently seen encircling large primary magnetite grains, and in this case it is probably formed as a reaction product of the magnetite (figs. 55, 56).

The chlorite and antigorite are almost contemporaneous, with the chlorite somewhat earlier than the antigorite. They are partly alterations of the amorphous serpentine, but generally appear quite independently. The development of chlorite indicates an addition of alumina to the peridotite. As the chlorite usually is surrounded by a margin of an antigorite-like mineral this indicates a somewhat later crystallization of a slightly altered composition. This antigorite may send out offshoots into the surrounding olivines. That two minerals are formed instead of one suggests that the chlorite does not fully correspond to the deposition of the solutions, and that a continuous mineral series chlorite—serpentine does not exist in these compositions. This is supported by the appearance of contemporaneous crystallization of both chlorite and an antigorite-like mineral as seen in the photo, fig. 57. The chlorite is an optically positive penninite, and the antigorite an optically negative mineral, with a birefringence of about 0.006. Its interference colour is a very weak abnormal bluish gray, as against the blackish yellow penni-

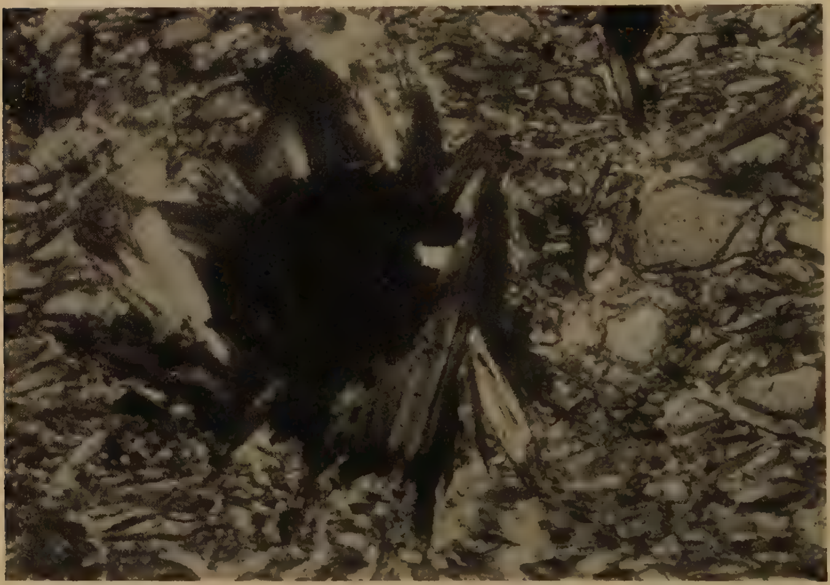


Fig. 55. Chlorite surrounding magnetite in olivines with chrysotile veins. + nic. Magnified 70 ×.

nite. This antigorite-like mineral shows transitions to a common antigorite with a birefringence of about 0.008. The axial angle of the antigorite associated with the chlorite is somewhat smaller than the usual one. Chlorites surrounded by antigorite are seen in the photos, figs. 58, 59.

The chlorite varies between a penninite with birefringence of about 0.003 and a clinochlorite with 0.006. The chlorite very often occurs with or around magnetite. It is sometimes secondary to tremolite, and then usually contains no antigorite. It is generally an alteration of olivine.

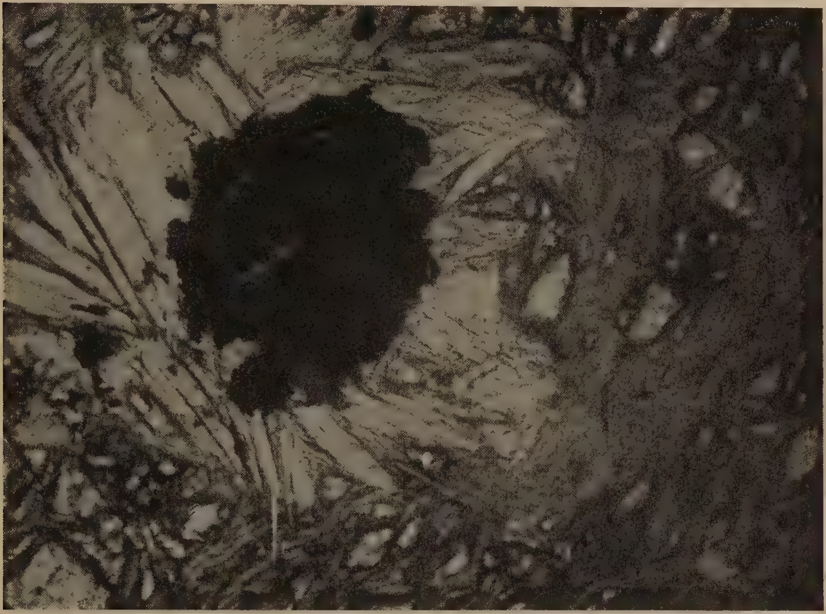


Fig. 56. Large primary magnetite grain surrounded by chlorites (clinochlorites) The olivine grains around are partly serpentinized. || nic., 87 ×.
W Manshögarna, Jämtland.

Greater alteration produces a stronger antigoritization. Chrysotile and amorphous serpentine is transformed into antigorite. This appears as long stalks or tufts, or as spherulites in bunches (cf. figs. 2 and 46). The antigorite often occurs parallel to the cleavages in the olivine, occasionally at oblique angle to them. Sometimes large antigorites can be observed, 5 mm long and $3^1/_2$ mm wide, of the size of the olivines. These are parallel growths of several antigorite lamellae (cf. fig. 47). Smaller beams (or rays) generally intersect them at oblique angles. In far going serpentinization the antigorite appears as a disordered aggregate of flakes, sometimes with mainly right-angled or trigonal arrangement of the flakes. Magnetite may have been precipitated in the serpentinization, but in very different quantity, from 7 % by volume to almost none. It is generally very fine-grained, but might also grow round the primary larger magnetites.

The antigorite is optically negative, with positive elongation, a birefringence between 0.006 and 0.009, and an almost normal interference colour, though a little abnormal in the variants where the birefringence is weaker.

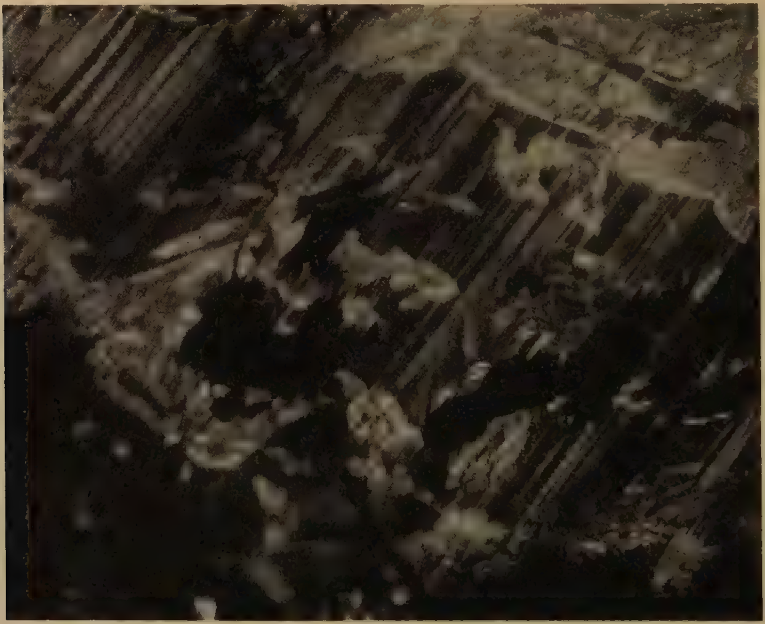


Fig. 57. Intergrowth of chlorite and an antigorite-like mineral, with later invasion of pyrrhotite and talc. + nic. 45 ×.

The alterations are of about the following paragenesis:

At the intrusion of the dunites as crystallized or crystallizing olivines, the rock was slighly altered by aqueous solutions, resulting in a partial serpentinization along the cracks of the olivines. At the intrusion of the granites or pegmatites, the peridotites were exposed to hot solutions which have primarily caused a tremolite transformation of the olivine. (The chrysotile might possibly have been formed as a first phase of these alterations.) This means an addition of silica and lime. The solutions coming from the pegmatites have given off water and silica, but it is uncertain whether most of the lime is derived from them. Rather it has been

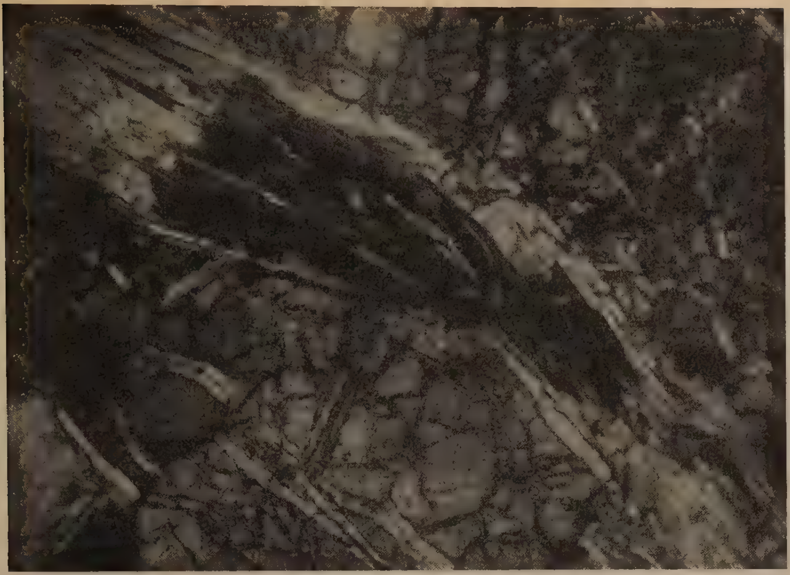


Fig. 58. Penninite bordered by antigorite following chrysotile veins in olivine rock. + nic., 65 ×.

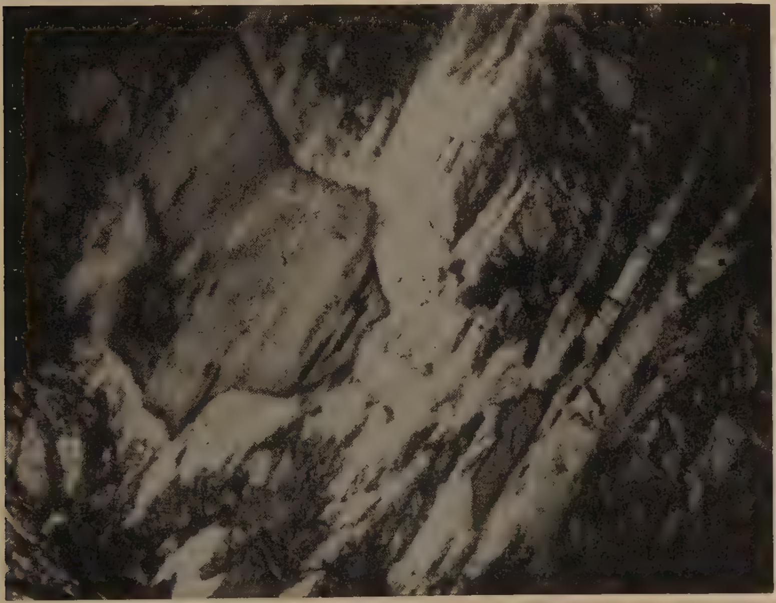


Fig. 59. Chlorite bordered by antigorite which sends off branches into environing olivines. + nic. Magnification 70 ×.

taken up from the amphibolites. The amphibolites were primarily transformed into zoisite-amphibolites, and then into actinolite-chlorite rocks. The tremolites of the peridotites have probably been formed at this period. In certain places where the hydrothermal alteration was specially strong an amorphous alteration of the olivines has proceeded from the chrystotile veins. It is a colloid alteration with suspended iron oxides colouring the »serpentine.» The first alteration is a simple hydration of the olivine, but further on the whole olivine is transformed into an amorphous serpentine, a brownish yellow isotropic mass. This may be partly recrystallized into a flamelike serpentine with simultaneous crystallization of the iron oxides into magnetite.

Chlorite, or chlorite and antigorite, may be formed out of olivine, chrysotile, or amorphous serpentine. At the formation of chlorite, iron oxides may be precipitated, but that is very unusual and generally it is the other way round, that the chlorite resorbs some of the primary magnetite. The chlorite indicates an addition of alumina from the solutions. This may have been derived from hydrolysis of feldspar, from primary aluminium silicates in the solutions, or from reactions with the surrounding rocks. That the chlorites are often found around the magnetites indicates some resorption of iron oxides.

The antigorite is almost contemporaneous with the chlorite, and occurs as a border round this, or as independent intersecting beams through the olivine, or else as alterations of earlier serpentines, in which case there is often a core of chlorite. The bastite alteration of enstatite is rather like the larger antigorite, and it is probably the same mineral.

The schistose serpentines usually contain antigorites, and as the antigorite is the latest serpentine formed, the author has the impression that antigoritization was favoured by the strong pressure when the rocks were folded (as compared with chrysotile serpentine which generally occurs in non schistose serpentines).

The deposition of sulphides is closely connected with the chlorite and antigorite, though somewhat later according to the microscopical structure.

Talc develops decidedly later than antigorite. It appears mostly as irregular veins or stripes in the rocks, but it is also a typical pseudomorph of tremolite, and of enstatite when this is present. The talc development is chiefly localized to the borders of the peridotites. The carbonates are somewhat later than the talc, but probably closely connected with it. They generally appear as breunnerite in the ultrabasic rocks, and as breunnerite or ankerite at the borders. In the Muruhatten district the carbonates are mostly localized to the top parts of the peridotite massives.

The serpentinization in the peridotites signifies hydration with a slight addition of silica and some oxygen. An approximate formula for the general alteration of olivine might be:

$$23Mg_{11}FeSi_6O_{24} + 176\ H_2O + 38\ SiO_2 + 4\ O = 11\ H_{32}Mg_{23}FeSi_{16}O_{72} + \\ + 4\ Fe_3O_4.$$

It is impossible to say if some magnesia has been dissolved instead of silica added. The precipitation of iron oxides varies in different rocks according to the primary fayalite content of the olivine and to the iron content of the resultant serpentine, which seems to vary a good deal.

The succession of secondary minerals is: chrysotile→tremolite→tremolite and chlorite→chlorite and antigorite→→talc→carbonate. In some cases the chrysotile is possibly younger than the tremolite.

All accumulated facts (e. g. that the smaller bodies are more serpentinized than the larger, the borders more transformed than the centres, the general serpentinization increased towards the phyllitic regions with the exception of transformations produced near pegmatite intrusions) indicate that the serpentinizing waters were not produced by a dunitic magma out of which the rocks themselves crystallized, but that the solutions effecting the transformation came from outside sources.

The fact that the general serpentinization is greater in the less metamorphosed regions may be due to a wider and easier circulation of the serpentinizing waters. The phyllitic regions were at a higher elevation than the schist and gneiss regions. The transformations of the peridotites were probably produced by rising hydrothermal solutions derived from the same source as those succeeding the pegmatite intrusions, which have produced strong local alterations in peridotites at lower levels of the mountain range. The solutions were not so rich in alumina and silica as, and of a lower temperature than, those closer to the injections, as chiefly serpentine has been formed.

Summary.

Peridotites are rather common in the western and central part of the mountain range of Northern Sweden. They generally appear in small lens-shaped outcrops, often in long strings, or as swarms. Larger bodies also occur, but they are generally less than one kilometre in length. The intrusions seem to be of the laccolithic type, and are often rather flat.

They are conform to the folding of the surrounding rocks, and the long axis of the bodies is usually parallel to the general direction of the folding. The peridotites have taken part in the folding, and narrow troughs and ridges of the neighbouring schists may be seen in the ultrabasic rock, indicating the fold axes and the pitch. In an area of strong isoclinal folding the peridotite bodies were up-ended, but otherwise they generally appear as rather flat bodies.

The primary rocks are of a dunitic type with transitions to saxonites. Rare occurrences of diopside-bearing peridotite, garnet-peridotite, or biotite-bearing peridotite were observed. Extreme pyroxenitic types of predominant diopside or enstatite are found as segregations in peridotite or serpentine. The dunite is, however, the chief type, often with a few per cent. of enstatite.

The olivine is forsterite-rich, averaging 8 mol. % of Fe_2SiO_4. Variations were observed between 5 % and 24 %. The proportions of MgO and FeO are similar in the enstatites. A few per cent. of ore grains occur in the rocks. They are magnetite, chromite, or picotite, often magnetite with a core of chromite. Only small chromite ore bodies have been found in Sweden, usually as segregations, but also in the form of dikes. The Cr_2O_3 content was a little below 40 % in the larger occurrences.

The peridotites are seldom quite fresh, and generally more or less serpentinized. Besides serpentine, some of the common secondary minerals in the altered rocks are tremolite (actinolite), chlorite, talc, and carbonate (breunneritic magnesite or ankeritic dolomite), especially in the transformations associated with soapstone. The transformation of peridotite to soapstone is generally met with in more metamorphic regions, i. e. in areas with mica-schists, amphibolites, and gneisses (»seve» rocks). One district in Frostviken in Northern Jämtland with many soapstone occurrences was investigated in detail. Most of the soapstone occurrences there appear at the contacts of peridotites with amphibolites. The surrounding mica-schists are much injected by granite pegmatites. Some of the best developed transformations occur where pegmatites are intruded at the border of the peridotite. The pegmatites are surrounded by aureoles of tourmaline rock, chiefly consisting of large tourmaline prisms. Migmatitic rocks of amphibolite and pegmatite injection together with a tourmalinization of the rock complex were observed at the sides of some soapstones. The following zonal arrangement of the transformed rocks is typical: Partly serpentinized peridotite — actinolite and talc-bearing serpentinized peridotite — soapstone — chlorite rock (often with actinolite and sometimes with anthophyllite) — partly chloritized amphibolite.

By the influence of pneumatolytic-hydrothermal solutions, reactions have occurred between peridotite and amphibolite. The amphibolite has been chloritized at the contact, and actinolite (or tremolite) has been formed out of the olivine in the peridotite. Chlorite and serpentine have been formed by the hydrothermal waters in the peridotite, and the border of the ultrabasic has later been transformed to a rock rich in talc. Small peridotite bodies may have been quite transformed to soapstone.

Several occurrences of soapstone show only hydrothermal alterations, but as pegmatitization appears in the neighbourhood, the solution producing the alterations have probably originated in the same way, as residual solutions succeeding pegmatite injections.

Serpentinization of the ultrabasic rocks generally increases as less metamorphosed regions are approached. The peridotites in the phyllitic regions are thus usually quite serpentinized. The peridotites in the »seve» rocks are often very slightly transformed, but may be much serpentinized locally. It is often possible to show that this transformation is connected with the development of soapstone. Hydrothermal waters originating from acid intrusions have produced the transformation. The following sequence of secondary minerals is usual: tremolite—chlorite—antigorite—(sulphides)—talc—carbonate. A study of the thin sections show that chrysotile serpentine is often the first secondary product of the olivine. The tremolite intersects the chrysotile veins, and is thus formed later. An amorphous »serpentine» is sometimes formed between the chrysotile veins as an alteration product of olivine. This amorphous serpentine is often transformed into antigorite, which is decidedly later than the chrysotile. Antigorite is the most common component of the serpentinization. Chlorite often occurs as a core in the antigorite. Blade-like intergrowths of both was also observed. The chlorite of the peridotite is generally a penninite, while the chlorite in the reaction rocks at the sides of the peridotite is a clinochlorite. Talc is decidedly later than the antigorite. It is not so common in the peridotites as the serpentine, except occasionally at the margins. The pyroxenes are not as easily transformed as the olivine. Well preserved pyroxene-bearing varieties were thus observed in quite serpentinized peridotites. The enstatites are only partly transformed to bastite. Some remnants of this pyroxene are almost always observed even in much serpentinized rocks.

The age of the peridotite intrusions is lower Ordovician or older. Even the serpentinization of the rocks seems to be older than middle Ordovician. The ultrabasics are thus probably the oldest intrusives of the Caledonian igneous rocks.

Index of analyses.

(The rock analyses with Niggli figures.)

Rocks:

	si	ti	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	h	co_2	page
Dunite, Juusterklumpen	51	—	0.4	99.5	0.0	0.1	—	0.93	0.00	9	—	141
Saxonitic dunite, Vuoka Ruopsok	56	—	0.9	98.0	1	0.1	—	0.91	0.10	1.4	—	143
Saxonitic dunite, Säkok Ruopsok	47	—	0.9	98.2	0.8	0.1	—	0.90	0.08	5	16	147
Peridotite, Laisholm . .	50	—	0.4	99.2	0.4	—	—	0.89	0.04	24	—	210
Soapstone, » . .	107	—	2.5	97.3	0.2	—	—	0.88	0.02	39	—	211
» » . .	50	—	0.8	98.7	0.5	—	—	0.91	0.05	20	53	209
Peridotite, Handöl . .	56	—	0.5	97.1	2.3	0.1	—	0.87	0.02	38	—	203
Soapstone, » . .	106	—	3.5	94	2.5	—	—	0.86	0.03	—	—	207
Peridotite, Sråttekjaure	56	0.1	5.3	93.6	1.0	0.1	—	0.81	0.01	39	—	217
Peridotite, Kall	64.5	0.6	4.6	88	6.4	1	0.37	0.79	0.07	19	—	152
Peridotite, Muruhatten.	80	—	1	93	6	—	—	0.89	0.06	23	—	165
Soapstone, Muruhatten.	118	—	1	99	0	—	—	0.90	0.00	34	—	182
Actinolite-talc schist, Muruhatten.	115	—	1	84	15	—	—	0.89	0.18	22	—	181
Chlorite-schist, Muruhatten	55	—	17	83	0	—	—	0.87	—	67	—	188
Injektion-gneiss, Muruhatten	189	—	39	29	6	26	0.20	0.42	0.21	6	—	174
Tourmaline migmatite-schist, Muruhatten .	95	2.8	40	35	15	10	0.24	0.66	0.43	15.5	—	180
Tourmaline-zoisite amphibolite, Muruhatten	72.5	2.8	33.5	33.6	32	0.9	0.07	0.69	0.96	28	—	186

Minerals:

Olivine, Vuoka Ruopsok	144
Enstatite, » »	143
Enstatite, St. Ålke (after GRIP)	213
Tremolite, » »	215
Tremolite, Nordmarken	215
Actinolite, Muruhatten (calculated)	181
Hornblende, Nieripeive, Soutsfjället (after BACKLUND)	179
Chlorite (penninite), Sråttekjaure	216
Chlorite (clinochlorite), Muruhatten	188
Chlorite (kämmererite), Säkok Ruopsok (after SVENONIUS)	147
Serpentine (antigorite), Muruhatten	168
Talc, Muruhatten	172

Carbonate (breunneritic magnesite), Säkok Ruopsok 148
» » » Lejarklumpen 148
» (ankeritic dolomite), Lermon 202
» » » Laisholm 209
Tourmaline, Muruhatten 178
Garnet, Muruhatten 191
» Junsternäset 198

Bibliography.

1. Backlund, H., Försök till magmatektonisk analys av Västerbottens fjällbyggnad. G. F. F. 47, 1925, p. 155.
2. —, and Quensel, P., Karta över berggrunden inom Västerbottens fjällområde. S. G. U. Ser. Ca. N:o 21. Tavla 1. Stockholm 1929.
3. Benson, W. N., The origin of serpentine, a historical and comparative study. Am. J. Sc. 1918, p. 693.
4. Beskow, G., Södra Storfjället etc. S. G. U. Ser. C, N:o 350. 1929.
5. Carstens, C. W., Oversigt over Trondhjemfeltets bergbygning. Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skrifter, 1919, N:o 1. Trondhjem 1920.
6. —, Der unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjemgebiet. N. G. T. Bd. VII, Kristiania 1924.
7. —, Norske peridotiter. N. G. T. Bd V, p. 1.
8. Dschang, G. L., Die Beziehungen zwischen chemischer Zusammensetzung und den physikalisch-optischen Eigenschaften in der Chloritgruppe. Chemie der Erde, Bd 6, p. 416. 1931.
9. Du Rietz, T., G. F. F. 51, 1929, p. 473.
10. Eichstädt, Fr., Mikroskopisk undersökning av olivinstenar och serpentiner från Norrland. G. F. F. VII, 1884, p. 333.
11. Fersmann, A., Geochemische Migration der Elemente. 1929. III Smaragdgruben im Uralgebirge p. 74.
12. Flink, G., Groth Z. f. Kr. XV, p. 91.
13. Foslie, St., Grongdistriktet. N. G. U. 1922, N:o 98, 1923.
14. —, Grongdistriktet. N. G. U. 1923, N:o 122, 1924.
15. —, On antigorite-serpentines from Ofoten with fibrous and columnar vein minerals. N. G. T. Bd XII, p. 219.
16. Frosterus, B., & Wilkman, W. W., Joensuu. Beskrivning till bergartskartan. Geol. Kom. Finland. Sectionen D 3. p. 116, 1916.
17. Goldschmidt, W. M., Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiet. Vidensk. Selsk. Skrifter Mat. Nat. Klasse, 1920, N:o 10. Kristiania 1921.
18. Graham, R. P. D., Origin of massive serpentine and chrysotile-asbestos, Black Lake Thetford Area, Quebec. Ec. G. XII, 1917, p. 154.
19. Gordon, S. S., Desilicated granitic pegmatites. P. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 1921 part I, p. 169.
20. Grip, E., Über einen Zoizit und sein Muttergestein aus dem Hochgebirge von Västerbotten. Bul. Geol. Inst. Ups. Vol. XXII, p. 289.
21. —, Über einen Enstatit aus dem Hochgebirge von Västerbotten. Bul. Geol. Inst. Ups. Vol. XXIII, p. 171.

22. Grubenmann, U., Der Granatolivinfels des Gordunotales und seine Begleitgesteine. Viertelj. Nat. Ges. Zür. 1908, Bd 53, p. 129.
23. Hedström, H., Om ordoviciska fossil från Ottadalen i Det centrala Norge. Det Norske Vidensk. Akad. i Oslo. Avh. I. Mat. Nat. Klasse 1930, N:o 10, Oslo 1930.
24. Hess, H. H., The problem of serpentinization and the origin of certain chrysotile asbestos, talc and soapstone deposits. Ec. G. 1933, p. 634.
25. Högbom, A., De geologiska förhållandena inom Stekenjokk-Remdalens malmtrakt. S. G. U. Ser. C. N:o 329.
26. Högbom, A. G., Geologisk beskrivning över Jämtlands län. S. G. U. Ser. C. N:o 140, 1894. Second ed. 1920.
27. Keep, F. E., The geology of the Shabani Mineral belt, Belingwe district. Southern Rhodesia Geol. Surv. B. 12, 1929.
28. Kulling, O., Berggrunden inom Björkvattnet-Virisen-området i Västerbottenfjällens centrala del. G. F. F. 55, 1933, p. 167.
29. Kunitz, W., N. J. Min. 1924, I, B. B. p. 413.
30. —, N. J. Min. 1930, LX, Abt. A, p. 194.
31. Larsen, E. S., Origin of corundum and albitite bodies. Ec. G. 1928, p. 398.
32. Machatschki, F., Die Formeleinheit des Turmalins. Z. f. Kr. 70, Bd 3, 1929, p. 211.
33. Nye, P. B., Enstatite. Tasmania Geol. Surv. B. 39, 1929, p. 21.
34. Orueta, D. de, Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda. Mem. Inst. Geol. de España 1917.
35. Phillips, F. E., The serpentines and associated rocks and minerals of the Shetland Islands. Q. J. G. S. 1927, p. 622.
36. Quensel, P., Nya problem inom Västerbottens fjällområden. G. F. F. Bd 44, p. 674, 1922.
37. Read, H. H., On zoned associations of antigorite, talc, actinolite, chlorite, and biotite in Unst, Shetland Islands. Min. Mag. 145, 1934, p. 519.
38. Schneider, A., Der Diallag-Peridotit und seine Umwandlungsprodukte. Dis. Zür. 1912.
39. Svenonius, Fr., Om olivinstens- och serpentinförekomster i Norrland. G. F. F. VI, 1883, p. 342.
40, —, Nya olivinstensförekomster i Norrland. G. F. F. VII, 1884, p. 201.
41. —, Forskningsresor i Kvikkjokks fjälltrakter etc. S. G. U. Ser. C. N:o 146, 1895.
42. Törnebohm, A. E., Olivinsten från Kettilsfjäll. G. F. F. 1877, Bd III, p. 250.
43. —, Grunddragen av det centrala Skandinaviens bergbyggnad. K. Sv. V. Akad. Handl. 28: 5, Stockholm 1896.
44. Öyen, P. A., Forelöbige bemerkninger om Det centrale Norges serpentinkonglomerater. Det Norske Vidensk. Akad. i Oslo. Avh. I Mat. Nat. Klasse 1930, N:o 9, Oslo 1930.

Literature on pollen-statistics and related topics published 1934.

By

G. Erdtman.

(M. S. received Febr. 11, 1935.)

For help with this compilation, which includes also a number of older, chiefly botanical papers, I am indebted to Drs Hesmer (Eberswalde), Neustadt (Moscow), and Sandegren (Stockholm). Corrections, additions, and copies of papers published subsequently are appreciated and will be duly acknowledged.

Abbreviations:

A	*Alnus*	P	*Pinus*
Ab	*Abies*	Pc	*Picea*
Ac	*Acer*	Q	*Quercus*
B	*Betula*	QM	Quercetum mixtum
C	*Carpinus*	S	*Salix*
Co	*Corylus*	T	*Tilia*
F	*Fagus*	U	*Ulmus*
Fx	*Fraxinus*		

Bibliography.

Erdtman, G., Literature on Pollen-statistics published before 1927. — Geol. Fören. Förh., Bd. 49, Stockholm 1927 (pp. 196—211).

—, Literature on Pollen-statistics published during the years 1927—1929. — Ibid., Bd. 52, 1930 (pp. 191—213).

—, Literature on Pollen-statistics and related topics published 1930 and 1931. — Ibid., Bd. 54, 1932 (pp. 395—418).

—, Literature on Pollen-statistics and related topics published 1932 and 1933. — Ibid., Bd. 56, 1934 (pp. 463—481).

Gams, H., Die Ergebnisse der pollenanalytischen Forschungen in bezug auf die Geschichte der Vegetation und des Klimas von Europa. — Ztschr. f. Gletscherkunde, Bd. XV, 1927 (pp. 161—190).

—, Nachträge zum Verzeichnis der pollenanalytischen Literatur. — Ibid., Bd. XVII, 1929 (pp. 244—248).

GAMS, H., Zweiter Nachtrag. — Ibid., Bd. XVII, 1929 (pp. 389—391).
—, Dritter Nachtrag. — Ibid., Bd. XIX, 1931 (pp. 327—334).
—, Vierter Nachtrag. — Ibid., Bd. XXI, 1933 (pp. 188—196).

Method and theory.

BARKLEY, F. A., The statistical theory of pollen analysis. — Ecology, vol. XV, 1934 (pp. 283—289).
BENRATH, W., Untersuchungen zur Pollenstatistik und Mikrostratigraphie von Tonen und Torfen in Randgebieten des Kurischen Haffs unter Berücksichtigung methodischer Fragen. — Inaug.-Diss., Königsberg i. Pr., 1934.
DILLON-WESTON, W. A. R., Observations on the bacterial and fungal flora of the upper air. — Trans. Brit. Mycol. Soc., vol. 14, 1929.
ERDTMAN, G., Über die Verwendung von Essigsäureanhydrid bei Pollenuntersuchungen. — Svensk Bot. Tidskr., Bd. 28, 1934 (pp. 354—358).
FIRBAS, F., Über die Bestimmung der Walddichte und der Vegetation waldloser Gebiete mit Hilfe der Pollenanalyse. — Planta, 22. Bd., 1934 (pp. 109—145).
FRITSCH, F. E., Freshwater Algae of the South Orkneys. — Scott. Nat. Antarct. Exp. Sci. Res., vol. 3 (Botany), Edinburgh 1912 (pp. 95—134; pollen of *Podocarpus* in red snow in the South Orkneys).
GODWIN, H., Pollen analysis. An outline of the problems and potentialities of the method. Part. I. Technique and interpretation. — The New Phytologist, vol. XXXIII, 1934 (pp. 278—305).
—, Pollen analysis. An outline of the problems and potentialities of the method. Part II. General applications of pollen analysis. — Ibid., vol. XXXIII, 1934 (pp. 325—358).
HÖGBOM, A. G., Om skogseldar förr och nu och deras roll i skogarnas utvecklingshistoria. — Norrländskt Handbibliotek, Bd. XIII, Upsala 1934.
KIRCHHEIMER, F., Die Pollenanalyse als Mittel zur Erforschung der voreiszeitlichen Pflanzenwelt. — Forsch. u. Fortschr., 10. Jahrg. 1934 (pp. 226, 227).
ORDING, A., Om nye metoder og hjelpemidler ved pollenanalytiske undersøkelser. — Medd. fra Det norske Skogsforsøksvesen, Nr. 18, Bd. V, 1934 (pp. 161—196; summary pp. 184—194: On new methods and facilities concerning pollenanalytical investigations).
POTONIÉ, R. und WILLRATH, C., Zur Präparation der in Humodilen vorkommenden Mikrofossilien (pp. 108—113 in POTONIÉ, R., Zur Mikrobotanik der Kohlen und ihrer Verwandten. II. Zur Mikrobotanik des eocänen Humodils des Geiseltals. — Arb. Inst. f. Paläobot. u. Petrogr. d. Brennsteine, IV, Berlin 1934).
STAKMAN, E. C., HENRY, A. W., CURRAN, G. C., and CHRISTOPHER, W. N., Spores in the upper air. — Journ. Agric. Res., vol. 24, 1923.
TURESSON, G., Die Pflanzenart als Klimaindikator. — Kgl. Fysiogr. Sällsk. Förh., Bd. 2, Nr 4, Lund 1932 (35 pp.).
WICHER, C. A., Zur Mikrobotanik der Kohlen und ihrer Verwandten. Sporenformen der Flammkohle des Ruhrgebietes. — Arb. Inst. f. Paläobot. u. Petrogr. d. Brennsteine, IV, Berlin 1934 (pp. 165—212; methods pp. 202—204).

Morphology of pollen and spores.

Bower, F. O., Studies in the spore producing members. I. Equisetinae and Lycopodinae. — Phil. Trans. Roy. Soc., vol. CLXXXV, 1894.

Ferrari, A., Osservazioni di biometria sul polline delle Angiosperme. — Atti R. Ist. Bot. Univ. Pavia, 1927 (pp. 13—47).

Fischer, H., Beiträge zur vergleichenden Morphologie der Pollenkörner. — Diss., Breslau 1890 (72 pp., 3 plates).

—, Beiträge zur Morphologie der Farnsporen. — 96. Jahres-Ber. Schles. Ges. vaterl. Kultur, Breslau 1892 (pp. 130, 131, Abt. II).

Fischer von Waldheim, A., Über die Entwicklung der Farnsporen. — Jahrb. wiss. Bot., Bd. IV, 1865—66.

Fitting, H., Bau und Entwicklungsgeschichte der Makrosporen von *Isoëtes* und *Selaginella* und ihre Bedeutung für die Kenntnis des Wachstums pflanzlicher Membranen. — Bot. Ztg., Bd. LVIII, 1900.

Fritzsche, Beiträge zur Kenntnis des Pollens. — Berlin 1832.

—, Über den Pollen. — Petersburg 1837.

Godwin, H., Pollen analysis. An outline of the problems and potentialities of the method. Part I. Technique and interpretation. — The New Phytologist, vol. XXXIII, 1934 (pp. 278—305; illustrations of pollen of A, B, C, Co, F, P, Q, T, U).

Hannig, E., Über das Vorkommen von Perisporien bei den Filicinen nebst Bemerkungen über die systematische Bedeutung derselben. — Flora 1911.

—, Über die Bedeutung der Periplasmodien. — Ibid., Bd. 102, 1911 (pp. 209—278, 335—382).

Hansgirg, Beiträge zur Biologie und Morphologie des Pollens. — Sitz.-Ber. Ges. Wiss., Böhm., Prag 1897.

Hartung, W., Die Sporenverhältnisse der Calamariaceen. — Arb. Inst. f. Paläobot. u. Petrogr. d. Brennsteine, Bd. 3, H. 1, Berlin 1933 (pp. 95—149; 4 plates with illustrations of spores etc.).

Kirchheimer, F., Die Beschaffenheit unter erhöhtem Druck thermisch beanspruchter *Lycopodium*-Sporen. — Ber. Schweiz. Bot. Ges., Bd. 43, 1934 (pp. 19—29).

—, Über *Tsuga*-Pollen aus dem Tertiär. — Planta, Bd. 22, 1934 (pp. 171—179; 9 figures).

Koch, A., Die Erforschung der Bienenweide. — Leipziger Bienenzeitung, 46, Leipzig 1931 (pp. 5—11; 44 figs.).

Leitgeb, H., Über Bau und Entwicklung der Sporenhäute und deren Verhalten bei der Keimung. — Graz 1884.

Mangin, M. L., Observations sur la membrane du grain de pollen mur. — Bull. Soc. Bot. Fr., 36, 1889 (C. r., pp. 274—283).

Milde, J. D., De sporarum Equisetorum germinatione. — Diss., Breslau 1850.

Mohl, H., Einige Bemerkungen über die Entwicklung und den Bau der Sporen der cryptogamischen Gewächse. — Flora, Bd. 1, 1833 (Vermischte Schriften, Bd. VI, 1845, pp. 67—83).

—, Über den Bau und die Formen der Pollenkörner. — Bern 1834 (130 pp., 4 plates).

—, Sur la structure et les formes des grains de pollen. — Ann. sci. nat., II, 3, 1835 (pp. 148—180, 220—236, 304—346; 3 plates).

MORDUHAI-BOLTOWSKOI. D., Über Paraschütte und Planierer im Pflanzen- und Tierreich. — Œuvr. sci. univ. Rostov sur Don. 1934 (pp. 1—14; pollen p. 2; Russian).

NIETHAMMER, A., Pollenanalyse böhmischer Honige. — Ztschr. Unters. Lebensmittel, Bd. 57, 1929.

OVERBECK, F., Zur Kenntnis der Pollen mittel- und nordeuropäischer Ericales. — Beih. Bot. Centralbl., Bd. LI, Abt. II, 1934 (pp. 566—583; 2 plates with 39 figures).

POTONIÉ, R., Zur Mikrobotanik der Kohlen und ihrer Verwandten. I. Zur Morphologie der fossilen Pollen und Sporen. — Arb. Inst. f. Paläobot. u. Petrogr. d. Brennsteine, Bd. IV, Berlin 1934 (pp. 4—24; 44 figs.).

—, Zur Mikrobotanik der Kohlen und ihrer Verwandten. II. Zur Mikrobotanik des eocänen Humodils des Geiseltals. — Ibid. 1934 (pp. 25—125; 6 plates with 218 figs.).

SANIO, G., Beiträge zur Kenntnis der Entwicklung der Sporen von *Equisetum*. — Bot. Ztg., Bd. XIV, 1856.

SCHACHT, H., Entwicklungsgeschichte der Sporen einiger Farnkräuter. — Ibid., 1849.

STRASBURGER, E., Über den Bau und das Wachstum der Zellhäute. — Jena 1882.

—, Über das Verhalten des Pollens und die Befruchtungsvorgänge bei den Gymnospermen. — Jena 1892.

—, Die pflanzlichen Zellhäute. — Jahrb. wiss. Bot., Bd. XXXI, 1898.

TSCHISTIAKOFF, I., Matériaux pour servir à l'histoire de la cellule végétale, developpement des sporanges et des spores chez les fougères. I (Nuovo giorn. bot. ital., vol. XLVI, 1874; pp. 707—792); II (Ann. sc. nat. Bot., vol. 19, 1874; pp. 218—286).

WICHER, C. A., Zur Mikrobotanik der Kohlen und ihrer Verwandten. Sporenformen der Flammkohle des Ruhrgebietes. — Arb. Inst. f. Paläobot. u. Petrogr. d. Brennsteine, Bd. 4, Berlin 1934 (pp. 165—212; 1 plate with 30 illustrations of spores).

WILLE, N., Über die Entwicklungsgeschichte der Pollenkörner der Angiospermen und das Wachstum der Membranen durch Intussuszeption. — Christiania 1886.

WODEHOUSE, R. P., Shapes of Pollen Grains. — Practical Microscopy, vol. 1 [no. 2, pp. 23—28, 35, 36; no. 3, pp. 24—27, 36; 40 figs. (1934); no. 3, pp. 30, 31 (1935)].

—, An oil drop theory of pollen-grain pattern formation. — Am. Journ. Bot., vol. 21, 1934 (pp. 18—22; 2 figures).

ZERNDT, J., Les mégaspores du bassin houiller polonais. — Trav. géol. no. 1, Com. publ. silés. Ac. polon. sc. lettr., Kraków 1934 (56 pp.; 12 textfigures; 32 plates with 244 illustrations of spores).

Chemistry.

BENADE, W., Betrachtungen über die chemische Zusammensetzung von Schlammen unter besonderer Berücksichtigung des organischen Inhalts, sowie Erfahrungen und Anleitungen zu deren Untersuchung. — Mitt. Lab. Preuss. Geol. Landesanst., H. 19, 1933 (pp. 3—29).

BENADE, W., Untersuchungsergebnisse von zwei Sedimentproben aus dem Müggelsee. — Ibid., H. 19, 1933 (pp. 31—43).

—, Untersuchungsergebnisse von vier Sedimentproben aus dem Sakrower See. — Ibid., H. 19, 1933 (pp. 45—48).

— und POTONIÉ, R., Über die interglaziale Kieselgur von Ober-Ohe und ihre chemischen und geologischen Beziehungen zu rezenten Saprolithen. — Ibid., H. 19, 1933 (pp. 59—73).

FEUSTEL, I. C. and BYERS, H. G., The physical and chemical characteristics of certain American peat profiles. — U. S. dept. agric., Techn. Bull. 214, 1930 (27 pp.).

MIYACHE, L., Chemical studies of corn pollen. II. Carbohydrates and organic bases. — Journ. Biochem., III, Tokyo 1924 (pp. 169, 170).

Prequaternary Deposits.

BAAS, J., Der Wald im unteren Maintal vor 500000 Jahren. — Natur und Museum, 63. Jahrg., 1933 (pp. 289—298).

BARTLETT, H. H., Fossils of the carboniferous Coal Pebbles of the Glacial Drift at Ann Arbor. — Pap. Mich. Acad. Sci., vol. IX, (1928) 1929.

ELOVSKI, J. W., Microscopical structure of the coal seam Moschny, Chernogorski Mines, Minusinsk Basin. — Trans. geol. prosp. serv. U. S. S. R., fasc. 4, Moscow 1930.

ERGOLSKAJA, Z., Description of the microscopical structure of the coal of the Dvukharshinny seam, Chernogorski mines, Minusinsk basin. — Ibid., Moscow 1930.

KARCZEWSKI, S., O budowie mikroskopowej węgla kamiennego z Dąbrowy Górniczej. — Pamiętnik Fizjograficzny, t. XIX, 1906.

KIRCHHEIMER, F., Fossile Sporen und Pollenkörner als Thermometer der Inkohlung. — Brennstoff-Chemie, Bd. 15, Essen 1934 (pp. 21—25; 10 illustrations of pollen grains and spores).

—, Die Textur eines Braunkohlenfimmenites aus dem Geiseltal bei Halle. — N. Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. 71, Abt. B, 1934 (pp. 487—495).

—, Das Hauptbraunkohlenlager der Wetterau. — Wetterauische Ges., Hanau 1934 [51 pp., 10 plates (pollen, seeds etc.); 1 diagram; A, B, C, Co, *Nyssa*, P, Pc, *Tsuga, Ericac., Sphagnum*].

—, Über *Tsuga*-Pollen aus dem Tertiär. — Planta, Bd. 22, 1934 (pp. 171—179; 9 figures).

KNOPP, G., Paläobotanische Studien über das Albert- und das Augustensfreudeflöz der Lazisker Schichten (Westfal B) in Polnisch-Oberschlesien. — Arb. Inst. Paläobot. u. Petrogr. d. Brennsteine, Bd. 3, 1933 (pp. 151—192; 2 plates; several megapore diagrams).

KRÄUSEL, R., Nachträge zur Tertiärflora Schlesiens I. — Jahrb. preuss. geol. Landesanst. f. 1918, Berlin 1920 (pp. 329—417; illustrations of pollen grains p. 394).

LOMAX, J., The Microscopical Examination of Coal, and its use in determining the inflammable constituents present therein. — Trans. Manchester Geol. Soc., vol. XXXII, parts 8 and 9, 1911 (pp. 122—141).

POTONIÉ, R., Zur Mikrobotanik der Kohlen und ihrer Verwandten. II. Zur Mikrobotanik des eocänen Humodils des Geiseltals. — Arb. Inst. f. Pa-

läobot. u. Petrogr. d. Brennsteine, Bd. IV, Berlin 1934 (pp. 25—125; 1 diagram; 6 plates with 218 figs.).

Seward, A. C., An antarctic pollen-grain; fact or fancy — The New Phytologist, vol. XXXII, 1933.

Wicher, C. A., Zur Mikrobotanik der Kohlen und ihrer Verwandten. Sporenformen der Flammkohle des Ruhrgebietes. — Arb. Inst. f. Paläobot. u. Petrogr. d. Brennsteine, Bd. 4, Berlin 1934 (pp. 165—212; 2 diagrams; 1 plate with 30 illustrations of spores).

Zerndt, J., Megasporen aus einem Flöz in Libiaz (Stéphanien). — Bull. Int. Acad. Pol., Sér. B, I, 1930 (pp. 39—70; 8 plates; *Dolerophyllum*, *Triletes* spp.).

—, *Triletes giganteus*, n. sp., eine riesige Megaspore aus dem Karbon. — Ibid. 1930 (pp. 71—79; 3 plates).

—, Les mégaspores du bassin houiller polonais. — Trav. géol. no. 1, Com. publ. silés. Ac. polon. sc. lettr., Kraków 1934 (56 pp.; 12 figures in the text; 32 plates with 244 illustrations of spores; 2 diagrams).

America.

Auer, V., Some future problems of peat bog investigation in Canada. — Commentationes forestales 1, Helsinki 1928 (31 pp.).

Barkley, F. A., The statistical theory of pollen analysis. — Ecology, vol. XV, 1934 (pp. 283—289; Ab, Ac, *Betulac.*, *Carya*, *Castanea*, *Celtis*, F, Fx, *Juglans*, *Juniperus*, *Liquidambar*, *Nyssa*, P, Pc, Q, S, T, *Tsuga*, U; *Chenopodiac.*, *Compos.*, *Ericac.*, *Gramin.*, *Nymphaea*, *Potamogeton*, *Rumex*, *Umbellif.*).

Bowman, P. W., Pollen analysis of Kodiak bogs. — Ibid., vol. XV, 1934 (pp. 97—100; A, B, Pc, *Populus* spp., S; *Compos.*, *Cyperac.*, *Ericac.*, *Gramin.*; ferns, *Lycopod.*, *Sphagnum*).

Cocke, E. C., Lewis, I. F., and Patrick, R., A further study of Dismal Swamp peat. — Am. Journ. Bot., vol. 21, 1934 [pp. 374—395; A, Ac, B, *Benzoin*, C, *Carya*, F, *Ilex*, *Juglans*, *Liquidambar*, *Myrica*, *Nyssa*, P, *Platanus*, Q, S, »*Taxodium*» (also *Chamaecyparis* and *Juniperus*); *Compos.*, *Cyperac.*, *Ericac.*, *Gramin.*, *Nuphar*, *Typha*; *Bryales*, *Chytridiac.*, *Lycopod.*, *Osmunda*, *Polypodiac.*, *Sphagnum*].

Erdtman, G., Pollen-statistics: A new research method in Palaeo-Ecology. — Science, vol. 73, 1931 (pp. 399—401; p. 401 »coniferous pollen in the peats of Greenland»; this refers to pollen of *Pinus* and *Picea* found in peat collected 1928 by C. G. Trapnell).

Sears, P. B., Climatic change in Japan. — Ibid., vol. 78, 1933.

Voss, J., Preliminary report on the paleo-ecology of a Wisconsin and an Illinois bog. — Trans. Ill. State Ac. Sci., vol. 24, 1931 (pp. 130—137; 2 diagrams; Ab, P, Pc, QM, Tsuga).

—, Postglacial migration of forests in Illinois, Wisconsin, and Minnesota. — Bot. Gaz., vol. 96, 1934 (pp. 3—43; 14 diagrams; A, Ab, Ac, B, C, *Carya*, *Celtis*, Co, F, Fx, *Juglans*, *Larix*, *Ostrya*, P, Pc, *Populus*, Q, S, T, *Tsuga*, U).

Finland.

Brander, G., Über den Dopplerit von Haapamäki in Finnland. — C. R. Soc. géol. Finl., no. 6, 1933 (pp. 99—119; 1 diagram; A, B, Co, P, Pc, T, U).

— och Brenner, T., Fredriksbergsmossen. — Fennia, vol. 57, no. 5, 1933 (31 pp.; 1 diagram; A, B, P, Pc, Q, T, U; summary pp. 29—31: Das Fredriksberger Moor).

Firbas, F., Über die Bestimmung der Walddichte und der Vegetation waldloser Gebiete mit Hilfe der Pollenanalyse. — Planta, 22. Bd., 1934 (pp. 109—145; A, B, P, Pc, S; *Calluna*, *Caryphyllac.*, *Compos.*, *Cyperac.*, *Empetrum*, *Epilobium*, *Gramin.*, *Umbellif.*; *Botrychium lunaria*, *Filic.*, *Lycopod. selago*, *Polypodium vulgare*, *Selaginella*, *Sphagnum*).

Linkola, K., Die Flatterulme (*Ulmus laevis* Pall.) in der Gegend des Vanajavesisees. — Acta Forest. Fenn., 40, 1934 (44 pp.; U discussed pp. 38—40).

Sauramo, M., Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. Vorläufige Mitteilung. — C. R. Soc. géol. Finl., no. 8, 1934 (60 pp.; 9 diagrams; A, B, Co, P, Pc, QM, T, U; analyses by Aario, Backman, Hyyppä, Kivinen, Sauramo).

France.

Chouard, P., Documents cartographiques sur les tourbières actuelles et préhistoriques de France. — C. R. Congr. Int. Géogr. Paris 1931, Tome II (26 pp.; 7 plates).

—, Tourbières de sources alcalines sans calcaire en haute montagne. — Bull. Soc. Bot. France, Tome 79, 1932 (pp. 850—854; P).

Dubois, G., Contribution à l'étude géologique du Lac Noir. — Bull. Ass. Philomatique Alsace Lorr., t. VII, fasc. 6, Paris 1931 (pp. 463—467; A, Ab, B, F, P, Pc?, Q, U).

—, Forage à Bischwiller (Bas-Rhin), — Ibid., 1931 (pp. 468—473; P, Pc?).

—, Notes sur les rives et les fonds du Lac Noir. — Bull. serv. carte géol. Alsace Lorr., t. 2, fasc. 1, Orléans 1933 (pp. 75—88; A, Ab, B, Co, F, P, Q, U).

— et Dubois, C., Sur la silve de l'Armor léonard depuis le Flandrien moyen et sur la genèse de quelques tourbes en cette contrée. — C. R. Ac. Sci., t. 197, 1933 (pp. 1145, 1146; A, B, C, Co F, P, Pc, Q).

——, Sur les modifications forestières flandriennes de la région parisienne. — Ibid., t. 198, 1934 (pp. 1445, 1446; A, B, Co, P, Q, T, U).

——, Analyse pollinique d'un échantillon de lignite de Jarville. — Ann. Soc. Géol. Nord, t. LVIII, (1933) 1934 (pp. 171—179; A, B, P, Pc, Q).

Germany.

Aichel, O., Der Deutsche Mensch. — Jena (G. Fischer) 1933.

Benrath, W., Untersuchungen zur Pollenstatistik und Mikrostratigraphie von Tonen und Torfen in Randgebieten des Kurischen Haffs unter Berücksichtigung methodischer Fragen. — Inaug.-Diss., Königsberg i. Pr. 1934 (125 pp.; 12 diagrams; A, Ab, B, *B.* cf *humilis* C, Co, F, Fx,

Hippophae, P, Pc, Q, S, T, U; *Carex*, *Chenop. glaucum*, *Chrysosplen.*, *Comarum*, *Crepis paludosa*, *Ericac.*, *Geum rivale*, *Gramin.*, *Nuphar*, *Oenanthe*, *Phragmites*, *Potamogeton*, *Stratiotes*, *Typha*, *Urtica; Athyr. fil. fem.*, *Aphanizomenon*, *Clathrosphaera*, *Dicranum scop.*, *Dryopt. fil. mas*, *D. thelypt.*, *Lycopod. clavat.*, *L. inundat.*, *L. selago*, *Polytrich. commune*, *P. strictum*, *Sphagnum;* diatoms, protozoa; 1 *Pediastrum* diagram).

Brinckmann, P., Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwestdeutschlands. III. Das Gebiet der Jade. — Bot. Jahrb., LXVI. Bd., 1934 (pp. 369—445; 8 diagrams; A, B, C, Co, F, P, Pc, Q, S, T, U; *Chenopodiac.*, *Cyperac.*, *Ericac.*, *Gramin.;* fern and moss spores).

von Bülow, K., Grundzüge der Geologie und Bodenkunde Pommerns. — Preuss. Geol. Landesanst., Berlin 1932.

—, Wie unsere Heimat wohnlich wurde. — Stuttgart (Kosmosverlag) 1933.

—, Ein neuer Fund von Litorina-Ablagerungen und der Zeitpunkt der Litorina-Transgression in Pommern. — Dohrniana, 12. Bd., Stettin 1933.

—, Die Wald- und Ackerböden Nordostdeutschlands. Werdegang, Verbreitung und Lehren. Erörtert am Beispiel Pommerns. — Ibid., 13. Bd., 1934 (pp. 138—160).

Dengler, A., Waldbau auf ökologischer Grundlage. — Berlin 1930.

Ernst, O., Zur Geschichte der Moore, Marschen und Wälder Nordwest-Deutschlands IV. Untersuchungen in Nordfriesland. — Inaug.-Diss. Kiel 1934 (A. F. Jensen). Printed in »Schriften Naturwiss. Ver. f. Schleswig-Holstein», Bd. XX, H. 2 [pp. 209—334: 15 diagrams; A, Ab, B, C, Co + *Myrica*, F, cf *Hippophae*, P, Pc, Q, S. T, U; *Armeria maritima*, *Calluna*, *Carypphyllac.*, *Chenopodiac.*, *Compos.*, *Cyperac.*, *Drosera*, *Empetrum*, *Erica*, *Ericac.*, *Gramin.*, *Juglans*-type, cf *Liguliflorae* (*Achillea?*, *Bidens?*), cf *Menyanthes*, *Myriophyllum alterniflorum*, *Nuphar luteum*, *Nymphaea*, *Plantago*, *Polygonum bistorta*, *Potamogeton pectinatus*, *Rumex crispus*, cf *Salicornia*, *Statice limonium*, *Succisa pratensis*, *Tsuga*-type, *Typha latifolia*, *Umbellif.*, *Utricularia*, *Vaccinium; Filic.*, *Lycopod.*, *Polypod. vulgare*, *Sphagnum*, *Tilletia*).

Firbas, F., Über die Bestimmung der Walddichte und der Vegetation waldloser Gebiete mit Hilfe der Pollenanalyse. — Planta, 22. Bd., 1934 (pp. 109—145; 1 diagram; A, Ab, B, C, Co, F, cf Fx, *Hippophae*, P, Pc, Q, S, T, U; *Calluna*, *Caryophyllac.*, *Chenopodiac.*, *Cyperac.*, *Empetrum*, *Erica tetralix*, *Gramin.*, *Plantago*, *Vaccinium; Filic.*, *Sphagnum*).

—, Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte der Rheinpfalz. — Beih. Bot. Centralbl., Bd. LII, Abt. B, 1934 (pp. 119—156, 1 plate; 7 diagrams; A, Ab, B, *B* cf *nana*, C, Co, cf Fx, *Hippophae*, P, Pc, Q, S, T, U; *Arctostaph.* sp., *Calluna*, *Cyperac.*, *Empetrum*, *Gramin.*, *Myriophyllum alterniflorum*, *Typha* cf *latifolia; Selaginella*, *Sphagnum*).

—, Die Vegetationsentwicklung des mitteleuropäischen Spätglazials. — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-physikal. Kl., Fachgr. VI, N. F. Bd. 1, Nr. 4, 1934 (pp. 17—24).

Görz, G., Über den urgeschichtlichen Pflug von Georgsfeld. — Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst., 49, 1928.

Grahmann, R., Spät- und postglaziale Süsswasserbildungen in Regis-Breitingen und die Entwicklung der Urlandschaft in Westsachsen. — Mitt.

aus dem Osterlande, Bd. XXII, Altenburg (Thür.) 1934 (pp. 14—44; 2 diagrams; A, Ab, B, Co, F, P, Pc, QM, S; analyses by H. Frenzel).

Gross, H., Die Fichte (*Picea excelsa* Lk.) in Ostpreussen. — Ztschr. f. Forst- u. Jagdwesen, LXVI. Jahrg. 1934 (pp. 421—436).

—, Die Rotbuche in Ostpreussen. — Ibid., 1934 (pp. 622—651).

Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands. Bd. Alluvium. — Berlin (Borntraeger) 1931 (xii and 424 pp.).

Jacob-Friesen, Der älteste Pflug der Welt: in Deutschland. — Natur und Volk, vol. 64, 1934.

Jaeschke, J., Zur postglazialen Waldgeschichte des nördlichen Schwarzwaldes. — Beih. Bot. Centralbl., Bd. LI, Abt. II, 1934 [pp. 527—565; 12 diagrams; A, Ab, B, C, Co, F, P (*montana*, *silvestris*), Pc, QM, S, T, U].

Jonas, F., Zur Waldentwicklung Nordwestdeutschlands. — Repert. Spec. nov. regni veg., Beih. Bd. LXXVI (Beiträge zur Systematik und Pflanzengeographie XI), Dahlem 1934 (pp. 149—152).

—, Die paläobotanische Untersuchung brauner Flugsande und deren Stellung im Alluvium. — Ibid., 1934 (pp. 153—163; 2 diagrams; A, B, C, Co, F, P, Pc, Q, T, U; *Calluna*, *Carex*, *Erica*, *Gramin; Lycopod. clavat.*, cf. *Polytrich. pilif.*, *Sphagnum*).

—, Die Entwicklung der Hochmoore am Nordhümmling. — Ibid., Beihefte Bd. LXXVIII, 1934 [88 pp.; 24 plates with 29 diagrams; A, B, C, Co, Co + *Myrica*, F, *Myrica*, P, Pc, Q, S, *Salix repens*-type, T, U (also »pseudo-*Ulmus*«); *Carex*, *Ericac.* (*Andromeda*-, *Calluna*-, and *Erica*-type), *Gramin.*, *Nymphaea-Nuphar*-type; *Hypnum*, *Lycopod. inundat.*, *Sphagnum*].

Koch, H., Ein Profil aus dem Bourtanger Moor als Beispiel zur Moor- und Waldgeschichte an der Mittelems. — Ber. Deutsch. Bot. Ges., Bd. LII, 1934 (pp. 101—109; 1 diagram; A, B, C, Co, F, P, Pc, Q, S, T, U).

—, Mooruntersuchungen im Emsland und im Hümmling. — Int. Rev. Hydrobiol. etc., Bd. 31, 1934 (pp. 109—156; 3 diagrams; A, B, C, F, cf Fx, cf *Hippophae*, cf *Ilex*, P, Pc, Q, S, T, U; *Caryophyllac.*, *Chenopodiac.*, *Compos.*, *Drosera*, *Myriophyllum alterniflor.*, *M. spicat.* vel *verticillat.*, cf *Nymphaea*, *Plantago*, cf *Ranunculac.*, *Typha*, *Umbellif.; Lycopod.*, *Polypod. vulg.*, *Sphagnum*, *Tilletia;* protozoa).

—, Untersuchungen zur Geschichte des Waldes an der Mittelems. — Bot. Jahrbücher, Bd. LXVI, 1934 [pp. 567—598; 6 diagrams; A, Ab, B, C, Co (partly *Myrica?*), F, P, Pc, Q, S, T, U; *Calluna*, *Erica*].

Kolumbe, E., Wald und Heide in Schleswig-Holstein. — Bot. Archiv, Bd. 36, 1934 (pp. 269—300; 4 diagrams; A, B, C, Co, F, P, QM, S; *Ericac.*, *Sphagnum*).

— und Koppe, F., Pollenanalytische Untersuchungen an zwei Heidemooren (Löwenstedt, Kr. Husum und Rüsterbergen, Kr. Rendsburg). Studien zur postglazialen Florengeschichte Schleswig-Holsteins II. — Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst., Bd. 54, 1933 (pp. 546—552; 2 diagrams; A, B, C, Co, F, P, Q, S, T, U; *Ericac.*).

Nietsch, F., Waldgeschichtliche Untersuchungen im westlichen Ostpommern und in der angrenzenden Neumark (Ein Beitrag zur Beurteilung der Siedlungstheorie R. Gradmanns). — Dohrniana, 13. Bd., Stettin 1934 (pp. 3—137; 32 diagrams; A, cf Ab, B, C, Co, F, P, Pc, Q, S, T, U).

Oberdorfer, E., Zur Geschichte der Sümpfe und Wälder zwischen Mannheim und Karlsruhe. — Ver. Naturk. Mannheim, 1934 (pp. 99—124; 8 diagrams; A, Ab, B, C, Co, F, *Hippophae*, P, Pc, Q, S, T, U; *Athyrium* etc.).

Overbeck, F., Bisherige Ergebnisse der botanischen Moorforschung zur Frage der Küstensenkung an der deutschen Nordsee. — Abh. Nat. Ver. Brem., Bd. XXIX, 1934 (pp. 48—73).

Pfaffenberg, K., Das Interglazial von Tidofeld (Jeverland in Oldenburg). — Ibid.. Bd. XXIX, 1934 (pp. 122—128; 1 diagram; A, B, C, Co, P, Pc, Q, T, U; *Ericac.*).

— und Hassenkamp, W., Über die Versumpfungsgefahr des Waldbodens im Syker Flottsandgebiet. — Ibid. 1934 (pp. 89—121; 10 diagrams; A, B, C, Co, F, P, Pc, Q, T, U; *Ericac.*).

Pratje, O., Die Schlickgebiete der Deutschen Bucht und die Beziehungen zwischen Strömung und Sediment. — Geol. Rundschau, Bd. XXV, 1934 (pp. 145—160; P, Q).

Rothschild, S., Zur Geschichte der Moore und Wälder im Nordteil der Oberrheinischen Tiefebene. — Diss., Frankfurt 1933 (not printed; cited by Oberdorfer 1934).

Schubert, E., Mooruntersuchungen im Gebiet der Niederelbe und Oste: Der Buschbleck. — 110 pp.; 18 diagrams; A, Ab, B, C, Co, F, P, Pc, Q, S, T, U; *Caryophyllac.*, *Chenopodiac.*, *Compos.*, *Cyperac.*, *Ericac.*, *Gramin.*, *Myrica*, *Plantago* (typewritten; deposed at the Naturwiss. Fakultät der Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt am Main).

Sleumer, H., Eine pollenanalytische Untersuchung des Wasenweiler Riedes. — Mitt. Bad. Landesver. Naturk. u. Naturschutz, N. F., Bd. 3, Freiburg 1934 (pp. 25—28; 1 diagram).

Staudacher, W.. Ein Beitrag zur Vorgeschichte und vorgeschichtliche Besiedlung des Federseemoors. — Jahresh. Ver. vaterl. Naturk. Württemb., 89. Jahrg. 1933 (pp. 55—89; 4 diagrams; A, Ab, B, C, Co, F, P, Pc, Q, T, U; analyses by Firbas, Ruoff, and Schaaf).

Tidelski, F., Zur Waldgeschichte der schleswig-holsteinischen Geest. — Schr. Naturw. Ver. f. Schlesw.-Holst., Bd. XX, 1933 (19 pp.; 5 diagrams; A, B, C, Co, F, P, Pc, Q, S, T, U).

Tüxen, R., Die Pflanzensoziologie in ihren Beziehungen zu den Nachbarwissenschaften. — Der Biologe, 1. Jahrg. 1932 (pp. 180—187).

Wasmund, E., Prähistorie, Anthropologie und Pollenanalyse in Schleswig-Holstein. — Schr. Naturw. Ver. f. Schlesw.-Holst., Bd. XX, 1934 (pp. 365—383; 3 diagrams; A. B, C, Co, F, P, Pc, Q, S, T, U).

—, Grundwasserverhältnisse und Seespiegelschwankungen im oberbayerischen Osterseegebiet. — Mitt. Geogr. Ges. München, Bd. XXVII, 1934 (pp. 87—123; 2 diagrams).

Werth, E. und Baas, J., Wie alt sind Viehzucht und Getreidebau in Deutschland? — Natur und Volk, vol. 64, 1934 (pp. 495—505; A, B, C, Co, F, *Ilex*, P, Pc, Q, S, T, U).

——, Die ältesten Spuren von Viehzucht und Getreidebau in Deutschland. — Deutsche Landwirtschaftliche Presse. 61, no. 40 und 41, 1934.

— und Klemm, M., Der älteste Pflug der Welt. — Ibid., no. 32, 1934.

Wildvang, D., Einiges über die geschichtliche Entwicklung des ostfriesischen Marschalluviums. — Mein Emsland, no. 11, Papenburg 1933.

WILDVANG, D., Das Pollendiagram des Berumerfehner Moores. — Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. f. 1933, Bd. 54 (pp. 204—210; 1 diagram).

—, Versuch einer stratigraphischen Eingliederung der ostfriesischen Marschmoore ins Alluvialprofil und die sich dabei ergebenden Folgerungen in bezug auf Bodenschwankungen. — Ibid., Bd. 54 (pp. 642—685; 8 diagrams).

—, Die Interglazialbohrung Quakenbrück. — Ibid., Bd. 55 (pp. 142—150).

Great Britain and Ireland.

BROOKS, C. E. P., Some problems of modern meteorology. No. 16. Postglacial climates and the forests of Europe. — Quart. Journ. Roy. Met. Soc., vol. LX, 1934 (pp. 377—395).

ERDTMAN, G., Some Indications of the Character of Climate and Vegetation in North-western Europe during the Mesolithic Age. — Proc. 1st Int. Congr. Prehist. and Protohist. Sc. London 1932. Oxford Univ. Press 1934 (pp. 105—107).

GODWIN, H., The Age of the Pennine Peats. — Man, 68, 1934 (2 pp.).

—, Pollen analysis. An outline of the problems and potentialities of the method. Part II. General application of pollen analysis. — The New Phytologist, vol. XXXIII, 1934 (pp. 325—358).

— and GODWIN, M. E., Pollen Analysis of Peats at Scolt Head Island, Norfolk. — Reprinted from The Norfolk and Norwich Naturalists' Society's Scolt Head Island, Norwich 1934 (pp. 64—76; 2 diagrams; A, B, Co, F, P, Q, S, T, U).

MAHR, A., A wooden cauldron from Altartate, Co. Monaghan. — Proc. Roy. Irish Acad., vol. XLII, sect. C, no. 3, 1934 (pp. 11—29; 1 diagram; A, B, Co, P, Q, S, U; *Ericac.;* analyses by JESSEN and JONASSEN).

WARREN, S. H., CLARK, J. G. D., GODWIN, H. and M. E., and MACFADYEN, W. A., An Early Mesolithic Site at Broxbourne sealed under Boreal peat. — Journ. Roy. Anthrop. Inst., vol. LXIV, 1934 [pp. 101—128; 1 diagram; A, B, Co, P, Q, T, U (analyses by H. and M. E. GODWIN)].

WHELAN, C. B., Pollen-analysis and Irish prehistory. — The Irish Naturalists' Journ., vol. V, 1934 (pp. 134—137).

Italy.

MARCHETTI, M., Una torba glaciale del Lago di Massaciuccoli. — Proc. Verb. Soc. Toscana Sc. Nat., vol. XLVIII, Pisa 1934 [8 pp.; A, Ab, B, P (cf *cembra, mugo, silvestris*), Pc, S].

Latvia.

KIRŠTEINS, K. und EICHE, V., Baltā skābarža (*Carpinus Betulus* L.) dabiskā izplatība un oikoloģija Latvijā. — Acta Univ. Latv., Laiksaimniecības facult. ser II, 13, Riga 1934 [pp. 343—435: 2 diagrams; A, B, C, Co, P, Pc, Q, T, U (analyses by M. GALENIEKS); summary pp. 436—448: Das natürliche Vorkommen und die Ökologie der Hainbuche (*Carpinus Betulus* L.) in Lettland].

Netherlands.

Beijerinck, W., Humusortstein und Bleichsand als Bildungen entgegengesetzter Klimate. — Proc. Kon. Ak. Wet. Amsterdam, vol. XXXVII, 1934 (pp. 93—98).

Florschütz, F., Palaeobotanisch onderzoek van jongpleistocene afzettingen in het oosten van Overijssel. — Ibid., vol. XXXVII, 1934 (pp. 297—300; 1 diagram; A, Ab, B, C, Co, P, Pc, QM, S; *Ericac.*, *Sphagnum;* summary pp. 300, 301: Paläobotanische Untersuchungen an jungdiluvialen Sedimenten im Osten der Niederlande).

—, Over het microbotanisch onderzoek van aeolische afzettingen. — K. Ned. Aardr. Genootsch., 2:e Ser., deel LI, 3, 1934 (pp. 335—341).

Louman, G. G., On the occurrence of Interglacial (Risz-Würm) Peat in Holland. — Proc. Kon. Ak. Wet. Amst., vol. XXXVII, 1934 (pp. 22—27; A, Ab, B, C, Co, P, Pc, Q, S, T, U; *Ericac.*, *Sphagnum*).

Schröder, D., Eine *Calluna*-Heide unter der Zuidersee. Pollenanalytische Untersuchungen an einem Profil vom Wieringermeerpolder. — Abh. Nat. Ver. Brem., 1934 (pp. 83—88; 1 diagram; A, Ab, B, C, F, P, Pc, Q, S, T, U; *Ericac.*, *Gramin.*).

Vermeer-Louman, G. G., Pollen-analytisch onderzoek van den westnederlandschen bodem. — Akad. Proefschrift, Amsterdam 1934 (184 pp.; 2 diagrams; A, Ab, B, C, Co, F, P, Pc, Q, S, T, U; *Chenopodiac.-Alsin.*, *Compos.*, *Crucif.*, *Cyperac.*, *Ericac.*, *Galium*, *Gramin.*, *Lychnis flos cuculi*, *Melandrium*, *Myriophyllum alterniflorum*, *Nuphar ?*, *Nymphaea*, *Sparganium?*, *Stellaria uliginosa?*, *Thalictrum?*, *Typha*, *Valeriana?*, *Umbellif.*).

Norway.

Ording, A., Om nye metoder og hjelpemidler ved pollenanalytiske undersøkelser. — Medd. fra Det norske Skogsforsoksvesen, 1934 (pp. 161—196; 1 diagram; A, B, P, Pc, QM; summary pp. 184—194: On new methods and facilities concerning pollenanalytical investigations).

Poland.

Dąbkowska, I., Torfowiska jeziorne i dolinne źródeł Szczary. — C. R. Soc. Sc. Varsovie, cl. IV, XXVI (1933) 1934 (29 pp.; 8 diagrams; A, Ac, B, C, Co, F, Fx, P, Pc, *Populus*, Q, S, T, U; summary pp. 26, 27: Tourbières lacustres et fluviatiles des sources de la Szczara).

—, O torfowiskach Ziemi Dobrzyńskiej. — Spraw. Kom. Fizj. Polsk. Akad. Umiej, T. LXVIII, 1934 (34 pp., 6 diagrams; A, Ab, B, C, Co, F, Fx, P, Pc, *Populus*, Q, S, *T. cordata*, *T. platyphyll.*, U; *Cornus*, *Viburnum;* summary pp. 28—31: On the peat bogs of the environs of Dobrzyń on the Vistula).

Lublinerówna, K., Analizy pyłkowe torfowisk pasa bezświerkowego. — Trav. et C. R. inst. rech. forêts domaniales, Sér. A, Nr. 5, 1934 (pp. 7—38; 8 diagrams; A, Ab, C, B, Co, F, Fx, P, Pc, Q, S, T, U; summary pp. 39, 40: Analyses polliniques des tourbières de la zone située en dehors de l'aire naturelle d'épicéa).

Preuss, H., Vorkommen subarktischer Pflanzen und Arten steppenähnlicher Verbände im unteren Weichselgebiet unter besonderer Berücksichtigung ihrer Entwicklungsgeschichte. — Deutsch. Wissenschaftl. Ztschr. f. Polen, H. 26, 1933 (26 pp.).

Rumania.

Pop, E., Analizele de polen şi insemnătatea lor fitogeografică. — Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr. ,LII, 1934 (pp. 90—144; 2 diagrams; summary pp. 145—147: Die Pollenanalyse und ihre phytogeographische Bedeutung).

Russia, Siberia.

Dokturowsky, W. S., Interglacial Peat in White-Russia. — Records of the White-Russ. Acad. of Sci., no. 3, 1934 (16 pp.; 5 diagrams; A, Ab, C, Co, F, *Ilex*, *Larix*, P, Pc, Q, QM, S, T, U; English summary p. 16).

Foss, M. E., Ansiedlung eines vorgeschichtlichen Menschen auf Torfmoor. — Torfjanoe Djelo, no. 6, 1934 (pp. 32—34; Russian).

Kristafowich, A. N., Lehrbuch der Paläobotanik. — Leningrad 1933 (Russian).

Markow, K. K., Die spät- und postglaziale Geschichte der Umgebungen Leningrads in Zusammenhang mit der spät- und postglazialen Geschichte des Baltikums. — Trav. Commiss. étude Quatern., Acad. Sc. URSS, IV: 1, Leningrad 1934 (pp. 5—70; German summary pp. 69, 70).

—, Porezkij, V. S., und Šljapina, E. V., Über Spiegelozillationen der Ladoga- und Onegaseen in postglazialer Zeit. — Ibid., IV: I, 1934 (pp. 71—130; 12 diagrams; A, B, Co, P, Pc, Q, S, T, U; German summary pp. 114, 115).

Porezkij, V. S., Jousé, A. P., et Šešukova, V. S., Les diatomacées de la presqu'île de Kola et la composition microscopique de ses diatomites. — Trud. geomorph. Inst., livr. 8, Leningrad 1934 (pp. 95—210, 4 plates with 22 figures; 8 diagrams; A, B, P, Pc, QM, S; French summary pp. 206—209).

Zemljakov, B. F., Der neolithische Siedlungsplatz von Negeshma. — Trav. Commiss. étude Quartern., Acad. Sc. URSS, II, Leningrad 1932 (1 diagram; A, B, C, P, Pc, Q, S, T, U; German summary).

Zerow, D. K., Die Stratigraphie der Torflagerstätten der Ukraine als eine der Grundlagen zur quartären Geschichte der Vegetation und des Klimas. — Die Quartärperiode, Lief. 5, Acad. Sc. Ukraine, Kiew 1933 (pp. 97—112; 9 diagrams; A, B, C, Co, P, Pc, Q, S, T, U; Russian).

—, Zur Frage nach der Zeit und den Verhältnissen der *Sphagnum*-Versumpfung der nordwestlichen Ukraine. — Journ. Inst. Bot. Acad. Sc. Ukraine, no. 2 (10), 1934 (pp. 137—152; 10 diagrams; A, B, C, Co, F, P, Pc, Q, S, T, U; German summary pp. 147, 148).

—, Postglaziale Geschichte der Wälder und des Klimas der nordwestlichen Ukraine auf Grund von pollenstatistischen Untersuchungen. — Beih. Bot. Centralbl., Bd. LII, Abt. B, 1934 (pp. 195—208; 6 diagrams; A, B, C, Co, P, Pc, Q, S, T, U).

Sweden.

GRANLUND, E., Die Strandverschiebung bei Jönköping. — Geol. Fören. Förh., Bd. 56, Stockholm 1934 (pp. 335—340; 1 diagram; A, B, C, Co, F, P, Pc, Q, T, U; analyses by LARSSON).

MALMSTRÖM, C., Almen på sin nordligaste fyndort i Sverige, Skikkisjöberget i Åsele Lappmark. — Svenska Skogsvårdsfören. Tidskr., 1934 (pp. 112—128; 2 diagrams; A, B, cf Co, P, Pc, cf Q, T, U; analyses by T. VON POST; summary pp. 128—130: Die Ulme auf ihrem nördlichsten Standort in Schweden, dem Skikkisjöberg in Åsele Lappmark).

—, Trapa natans L. i Lysvik (Värmland). Några ord om vårt lands nordligaste hittills kända fyndort för fossila sjönötter. — Svensk Bot. Tidskr., Bd. 28, 1934 (pp. 461—465; 1 diagram; A, B, Co, P, Pc, Q, T, U; analyses by T. VON POST).

VON POST, L., Bonäslinjen. En lednivå bland Siljansbäckenets senkvartära strandlinjer. — Geol. Fören. Förhandl., Bd. 56, 1934 (pp. 19—59; 4 diagrams; A, B, Co, *Hippophae*, P, Pc, Q, T, U).

SANDEGREN, R., Ett fynd av fossil *Cladium mariscus* i Gästrikland. — Ibid., Bd. 56, 1934 (pp. 111—113; 1 diagram; A, B, C, Co, P, Pc, Q, T, U).

—, Revue annuelle de la littérature géologique suédoise 1931—1933. — Ibid., Bd. 56 (1934) 1935 (pp. 531—595).

—, Om den postglaciala havstransgressionen vid Sydsveriges kuster. — Ibid., Bd. 56, (1934) 1935 (pp. 628—631).

—, Fynd av fossil kronhjort och vildsvin från Röde mosse vid Hornborgasjön, Västergötland. — Fauna och Flora, Uppsala 1934 (pp. 177—183; A, B, Co, P, Q, T, U).

—, in SANDKLEF, A. och SANDEGREN, R., Ett kanotfynd i Yasjön, Rolfstorps socken. — Vår Bygd (Hallands Hembygdsförbunds årsskrift) 1934 (pp. 35—42; 1 diagram; A, B, C, Co, F, P, Pc, Q, S, T, U; analyses by LARSSON and SANDEGREN).

—, in ASKLUND, B. och SANDEGREN, R., Beskrivning till kartbladet Storvik. — Sveriges Geol. Unders., Ser. Aa, No. 176, Stockholm 1934 (pp. 116—145; 8 diagrams; A, B, C, Co, P, Pc, Q, S, T, U; *Myriophyllum alterniflorum;* analyses by LARSSON, S. VON POST, and SANDEGREN).

THOMASSON, H., Boplatsens tidsställning. — Pp. 152—226 in ALIN, NIKLASSON och THOMASSON, Stenåldersboplatsen på Sandarna vid Göteborg. — Göteborgs Kungl. Vet. Vitt. Samhälles Handl., Femte följden, Ser. A, Bd. 3, no. 6, Göteborg 1934 (9 diagrams; A, B, Co, P, Pc, Q, T, U; summary pp. 219—221: Die Altersbestimmung des Wohnplatzes bei Sandarna).

—, Äskekärrsbåtens ålder. — Pp. 22—34 in HUMBLA och THOMASSON, Äskekärrsbåten. — Göteborgs och Bohusläns fornminnesförenings Tidskrift; Göteborg 1934 (4 diagrams; A, B, C, Co, F, P, Pc, Q, T, U).

WESTERGÅRD, A. H., En kvartär stromatolitkalksten från Bohuslän. — Sveriges Geol. Unders. Ser. C, N:o 381. Stockholm 1934.

Switzerland.

KELLER, P., Die Grundzüge der nacheiszeitlichen Waldentwicklung in der Westschweiz. — Ber. Geobot. Forschungsinst. Rübel für das Jahr 1933, Zürich 1934 (pp. 33—40; 2 diagrams; A, Ab, B, C, *Castanea*, F, *Hippophae*, P, Pc, QM, S).

En berggrundsrekognoscering inom Lekebergsområdet.

Av

P. J. HOLMQUIST.

(Manuskr. inkommet $^{17}/_{3}$ 1935.)

Då diskussionen[1] om åldersförhållandena mellan urbergsbildningarna inom Lekebergsområdet ej syntes mig kunna leda till ett avgörande, och det var uppenbart, att den väsentligaste orsaken härtill utgjordes av bristen på direkta observationer rörande de fältgeologiska förhållandena, har jag sökt avhjälpa denna brist genom att under ett par veckors tid föregående sommar studera berggrunden i dessa trakter. Exkursionerna möliggjordes genom erhållandet av ett stipendium från den s. k. Jernkontorsfonden vid Tekniska Högskolan, för vilket understöd jag härmed önskar uttrycka min stora tacksamhet.

Såsom framgår av den förda diskussionen, utgöres det geologiska huvudproblemet inom nämnda trakt av den s. k. Filipstadsgranitens ålder i förhållande till Örebrograniten och de ombildningar av den mellan dessa granitmassiv liggande leptitformationen, vilka antogos sammanhöra med sistnämnda granit. Enligt MAGNUSSONS och LANDERGRENS tolkningar skulle Filipstadsgraniten vara yngre än Örebrograniten, medan det enligt de framställningar, som lämnats av TÖRNEBOHM, HUMMEL, GUMÆLIUS och BLOMBERG, förhölle sig tvärt om.

Det syntes mig föga antagligt, att nämnda forskares på en mycket vidsträckt och ingående kännedom om de faktiska förhållandena grundade uppfattning skulle kunna vara felaktig i ett så väsentligt avseende. Då emellertid även deras uppgifter i litteraturen (kartbladsbeskrivningar) utmärka sig för en påfallande knapphet rörande de fältiakttagelser, varpå de grundat sin uppfattning, syntes det mig vara av största vikt med hänsyn till frågans urbergsteoretiska konsekvenser att söka få iakttagelserna kompletterade.

Mina fältundersökningar fördelades i ungefär lika grad emellan Örebrogranitens, leptitzonens och Filipstadsgranitens områden. Det följande utgör en kortfattad redogörelse för resultaten.

Örebrograniten vid Örebro. Denna vackra granitart utmärkes av sin rätt grovkorniga och likformiga struktur, ljusröda färg och väl utbildade kristallinitet. Starkast framträda de blekröda ända till 2 à 3 cm stora mikroklinkristallerna, vilka äro utbildade som enkla karlsbadertvillingar av tjockt tavelformig till mera isometrisk form. Plagioklasen, av oligoklassammansättning (An_{30}), är även tavelformig men av betydligt mindre storlek och även kvantitativt mycket underlägsen. Makroskopiskt framträda vidare den svarta glimmern ganska rikligt och den gråvita gryniga kvartsen, vilken synes vara förhanden i för de enkla granittyperna normal mängd.[1] För det mesta är graniten i Örebrotrakten fullt massformig, men undantagsvis företer den en slirig förskiffringsstruktur, gående i riktningen O—V och bunden vid vissa zoner, vilka ock förete brottstycken av leptitartade bergarter. Dessa mer eller mindre skiffriga typer visa en slående överensstämmelse med granitarter från de östligare bergslagsdistrikten, vilka eljest räknats tillhöra den äldsta granitgruppen.[2] En tydlig klyvbarhet, brantstående och strykande NV—SO, är stundom förhanden ävensom en flackt fallande bankning.

---

[1] G. F. F. **55** (1933) 612, 648, 651, 663, **56** (1934), 65, 630, 660, 664.

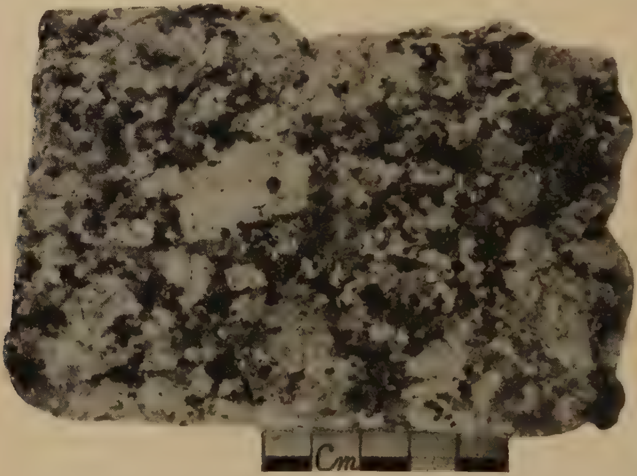


Fig. 1. Örebrogranit från Örebro. Foto av stuffprov.

Med hänsyn till de praktiskt värdefulla egenskaper denna granit synes besitta, hade man kunnat förmoda, att den skulle fått stor användning till byggnads- och monumentsten. Örebro stad har i stor utsträckning använt granitarter av mycket liknande utseende till monumentala byggnader, kajer m. m., men enligt de upplysningar, jag erhöll på stadens byggnadskontor, har så gott som all sådan sten tillförts från avlägsnare platser och mestadels från de bekanta förekomsterna på Vätön utanför Norrtälje. Endast ett fåtal mycket obetydliga stenbrott hava tagits upp i stadens närhet. På sista tiden ha dock tvenne stenhuggerimän påbegynt en tillverkning av byggnadssten av Örebrogranit. Brotten, belägna vid Hageby N om staden, utvisade en synnerligen vacker blekröd, medelgrov och jämnkornig granittyp med god NV—SO-lig brantstående klyvbarhet samt en flackt åt OSO fallande bankning. I ett av de nya brotten visade sig detta möjliggöra uttagande av stora jämförelsevis tunna materialämnen; i ett fall uppmättes en skiva av dimensionerna c:a 1 × 2 × 0.25 meter, men betydligt större och även tunnare skivor syntes kunna erhållas. (Fig. 4.)

---

[1] Tyvärr finnes ingen kemisk analys publicerad, som med säkerhet hänför sig till denna vackra och konstanta granittyp. Jfr förf:s »Studien über die Granite von Schweden». Bull. Geol. Inst. Ups. VII (1906): 132.

[2] G. F. F. 56 (1934): 362.

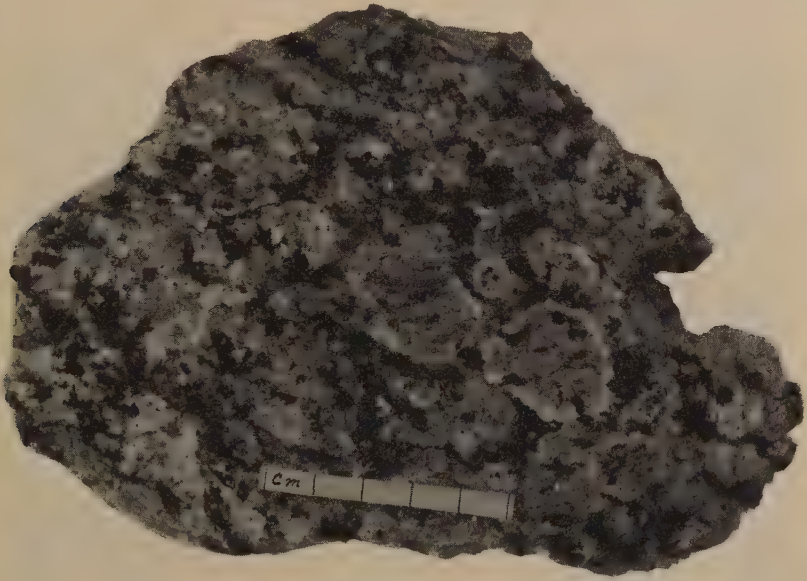


Fig. 2. Foto av stuff av Filipstadsgranit. Block (lokal-) från sjön Leken.

De uti Örebrograniten förekommande brottstyckena utgöras genomgående av leptitbergarter. En sak av stort intresse är, att desamma hava kontaktmetamorfisk, icke regional-dynamometamorfisk strukturutbildning. Detta utgör en väsentlig, geologisk betydelsefull skillnad gentemot t. ex. Stockholmsgraniten, vars allmänt förekommande brottstycke-inneslutningar utgöras av gnejser, d. v. s. s. k. tryckmetamorfiska bergarter.

Örebrogranitens kontakter mot leptitregionen. Berggrundszonen mellan Kilsbergen och Örebrogranitmassiven uppbygges av rätt högkristallina, kvarts-fältspatrika och utpräglat parallellstruerade bergarter, vilka av TÖRNEBOHM ursprungligen betecknats som »rödaktig gnejs» och »järngnejs», men som MAGNUSSON och LANDERGREN i enlighet med allmänt nutida uppfattningssätt riktigt uppfattat som tillhörande den superkrustala serien och betecknat leptit. Bland desamma äro emellertid rödaktiga leptitgnejser förhärskande, särskilt inemot Kilsbergens östra sida, där de ock ses växellagra med amfibolitiska typer och överhuvud taget väl överensstämma med de skiktade järngnejserna från järngnejsregionens gränszoner. Där dessa bergarter äro småveckade, giva de som vanligt upphov till pegmatitiska utsöndringar, vilka sakna allt samband med graniterna såväl väster som öster om dem, och sålunda påtagligen äro bildade genom endogena förlopp. Av otvivelaktigt exogen natur äro däremot de små mängder av pegmatit, som uppträda här och där inom Örebrogranitens kontaktzoner mot leptiterna i väster.

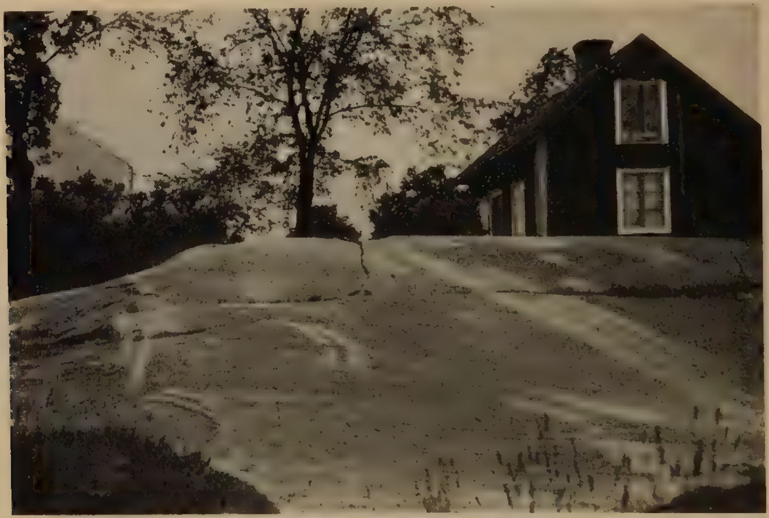


Fig. 3. Glacialslipad häll av Örebrogranit, Örebro, N.

Kontaktförhållandena emellan gnejserna, leptiterna och den otvivelaktigt yngre Örebrograniten har TÖRNEBOHM angivit genom att i gnejsen (leptiten) utmärka zoner, starkt genomflätade av gångar av granit och pegmatit, medan LANDERGREN framställt förhållandet genom att låta Örebrograniten på kartan vara omgiven av ett bälte, som betecknats som Stockholmsgranit, därmed angivande, att graniten i detta bälte äger Stockholmsgranitens egenskaper samt i de centrala fälten övergår i Örebrogranit. Törnebohm har i vissa andra fall använt ett liknande beteckningssätt. Uti ifrågavarande områden är berggrunden inom vidsträckta fält i så hög grad dold under de lösa jordlagren, att endast en starkt schematiserad berggrundskarta kan åstadkommas. De teoretiska konsekvenserna av det valda beteckningssättet äro emellertid så betydande, att dess berättigande kan ifrågasättas, i detta fall så mycket mera, som det icke blivit motiverat genom någon publicerad detaljutredning. Jag ansåg mig därför böra ägna stor uppmärksamhet åt denna fråga och besökte först trakterna norr om Tysslingen samt kring Eker och Kil.

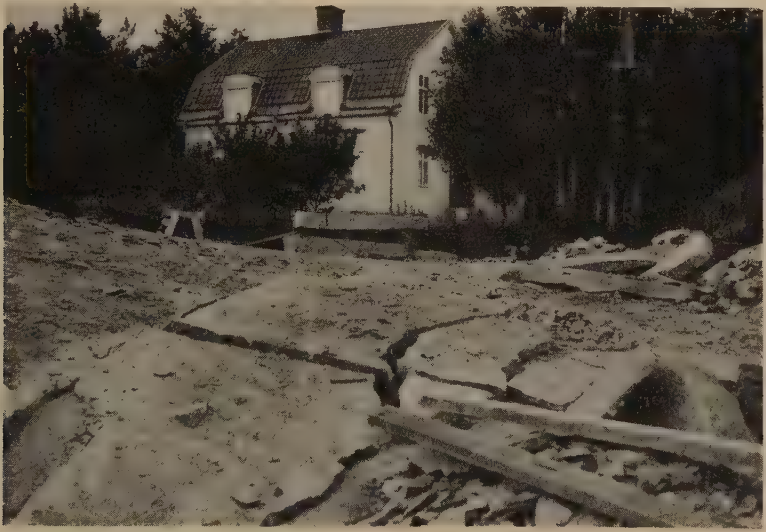


Fig. 4. Stenbrott i tunnbankad Örebrogranit vid Hageby, Örebro.

Hällarna i närheten av Blacksta utgöras av mycket små blottningar och bestå till stor del av grå leptit med gångar av röd småkornig granit eller av röd småkornig granit starkt uppfylld av brottstycken av kontaktmetamorfisk grå leptit. Vid Elgesta utgöres bergarten av en röd medelgrov starkt deformerad granit tillsammans med ett stort parti av en säregen kalksilikatisk kontaktbergart, säkerligen av leptitiskt (superkrustalt) ursprung. Den starkt deformerade graniten visar ock antydan till stänglig skiffrighet med fall 30—35° åt väster. Vid Hälleby anstår åter medelgrov till medelkornig Örebrogranit (såsom ock Landergren angivit) i ganska typisk form. Som ett slutomdöme om förhållandena norr om Tysslingen kan sägas, att de icke motivera angivandet av Stockholmsgranit såsom utgörande berggrunden.

I trakten vid Eker samt norr och söder därom är berggrunden blottad i ett stort antal hällar. Vid Ekers kyrka och närmast norr därom förekommer Örebrogranit dels grå, dels ock röd samt något pegmatitisk, ehuru pegmatit ej förefinnes allmännare i trakten. I hällar NNV om kyrkan finner man leptiten, som har kontaktmetamorfisk karaktär, är tät och hård men ej ådergnejsartad. Här sågs ock ett antal gångar av granit genomskära leptiten. Dessa gångar utgöras dels av grov röd granit dels av liknande något pegmatitartade dels även av aplitartade typer. Någon verklig Stockholmsgranit synes ej förekomma inom området, och ej heller motsvara kontaktförhållandena de för Stockholmsgraniten utmärkande. Däremot har man här otvivelaktigt att göra med genomflätningskontakter av Örebrogranit uti leptiten i samband med aplitiska och pegmatitiska modifikationer av graniten själv.

I trakten omkring Kils kyrka finnes endast ett ringa fåtal obetydliga blottningar av fast berg. En av dessa några hundra meter öster om kyrkan utvisade en ljusgrå gnejsbergart med sliror av aplit och pegmatit.

Den geologiska kartbilden av trakterna norr härom upp emot Nora har formats mycket olika av de författare (LINNARSSON 1875, TÖRNEBOHM 1880, LANDERGREN 1934), som redigerat densamma. Ingendera har närmare ingått på och än mindre löst de invecklade petrografiska och tektoniska problem, som berggrunden här erbjuder. Redan de på kartorna införda bergartsbeteckningarna befunnos vid min undersökning vara högst osäkra. Den på LINNERSSONS (Sveriges Geol. Unders. Blad »Latorp») karta och även av LANDERGREN men ej av TÖRNEBOHM som granit betecknade hällen sydväst om Stenarstorp befanns sålunda utgöras av en röd slirig kvarts-fältspat-gnejs med flackt åt S, SV eller V fallande plan pegmatitådrighet. I högre delar av den stora hällen framträdde ställvis en ost—västlig eller flackt åt väster fallande småveckningsaxel, en veckningsform, som kan förklara orsaken till den växlande stupningen. Samtidigt avslöjade sig gnejsen som en typisk s. k. röd leptitgnejs, en allmän varietet inom de djupare nivåerna av det superkrustala urberget.

Hällarna vid Lockhyttan förete en bergart av liknande beskaffenhet som vid Stenartorp, d. v. s. en pegmatitslirig småkornig röd leptitgnejs. Skiffrigheten är stark, linjär och O—V-riktad, sannolikt med flackt fall något åt Ö. Även de smärre hällarna vid vägen upp mot Ramsjön synas vara likartade.

Vid Källtorp utmed Ramsjön synes däremot en annan bergartstyp möta, nämligen en småkornig ljust grå granit. Den är fullt massformig och av en aplitartad karaktär samt kan sägas likna de ljusaste arterna av Stockholmsgraniten. En svagt grönaktig färgton i den ljusa massan utgör dock en viss olikhet, och bergartens förhållande i fält är ock tvetydigt. I höjderna öster om Källtorp, Tallåsen, synes den övergå i en bergartstyp av dunklare grå färg men med samma massformighet och mineralsammansättning som förut. Den har ett utseende, som närmast överensstämmer med de röda leptitgnejserna. Mikroskopisk undersökning av de båda bergarterna har visat, att de sammansättas av albit, mikroklin, kvarts, biotit och muskovit av i båda fallen samma beskaffenhet. Särskilt påfallande är albitens ymnighet och dess talrika inneslutningar av muskovit. Bergarten vid Ramsjön innehåller talrika ansamlingar (delvis sprickfyllnader) av zoisit, medan Tallåsen-bergarten i stället hyser dylika av epidot och ortit. Mikrostrukturen är i båda fallen likartad, nämligen en ren, undulös foglinjering med tendens till myrmekitbildning, eller med andra ord sådan som utmärker Bohusgraniten och järngnejserna. Bergartens ställning är sålunda osäker. Skulle den verkligen utgöra en av de serarkeiska graniterna, kan den i varje fall ej sägas vara av Stockholmsgranitens typ. Att stora svårigheter i dessa trakter möta vid särskiljandet i fält av granit och leptit (»eurit», gnejs) framgår även av beskrivningen till geol. kartbladet »Latorp» (sid. 18—19).

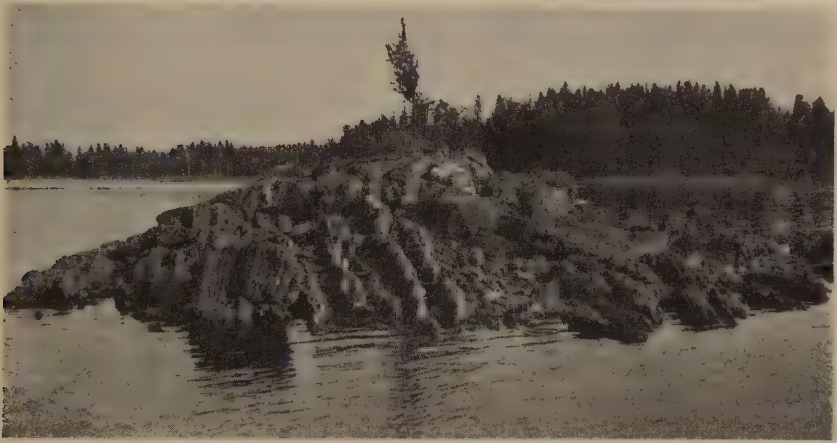


Fig. 5. Klippholme av skiktad kalkig skarnbergart i sjön Stora Björken vid Svartå.

SV om Örebro (geol. bl. »Riseberga») finnes enligt de äldre kartorna ett område inom kambrosilurslätten, där urberget går i dagen med ett större antal spridda hällar av granit och gnejs (leptit). Vid av mig företagen rekognosering inom detta område fann jag följande förhållanden.

Hällarna vid landsvägen vid gårdarna Klint och Hällen bestå av sliriga (leptit-)gnejser och täta skiktade leptiter, genomvävda av ljus aplitisk granit, delvis eruptiva breccior med styckena parallellordnade i riktning NV—SO. Vid Perstorp hornfelsartad grå oskiktad leptit. Vid Dyvinge en breccia, lik den vid Klint och samma parallellorientering. Den på geol. kartbladet som granit utmärkta runda hällen vid Dyvingstorp består av en i O—V eller VNV—OSO småveckad, brant stupande och något ådergnejsartad leptitgnejs. Vid Hulinge ögonartad pegmatitgranit med talrika glest liggande brottstycken av mörk hornfelsartad leptit. Gnejsen vid Råby (Lövsta) utgöres huvudsakligen av skiktad tät leptitgnejs, strykande VNV eller V med brant stupning. Likaså vid Perstorp, där även genombrytande pegmatitartad porfyrisk granit och aplit förekomma. Vid Rävgräva hällar av röd granit, liknande Örebrotypen, med brottstycken av tät slirig leptit, anordnade i riktning O—V. Även hällar av tät grå skiktad leptit, strykande rätt O—V.

Som en sammanfattning kan sägas, att detta område har karaktären av en eruptiv brecciezon till Örebrograniten, utvisande pegmatitiska och aplitiska modifikationer av dess magma och med huvudsakligen hornfelsartad inverkan på de omslutna brottstyckena av leptitiska bergarter. Förhållandena äro sålunda rätt avvikande från dem för Stockholmsgraniten utmärkande.

Inom Kilsbergens område företog jag undersökningar dels från Svartå som utgångspunkt dels från Lekebergstrakten, i första hand för att utröna Filipstadsgranitens förhållanden.

Omkring Svartå framgår i ett brett bälte med NV-lig strykning den superkrustala urbergskomplexen. Dess äldre del, som består av skiktade kvarts-fältspatbergarter med gnejsartad utbildning och som vanligt blandade med amfibolitiska lager, intager områdena norr om Svartå, medan de yngre lagren, såsom redan TÖRNEBOHMS karta angiver, framstryka på samma sätt söder om Svartå. Gränszonen framgår genom Svartåns dalgång i sjöarna Lilla och Stora Björken. I Stora Björkens södra del var under mitt besök till följd av det rådande låga vattenståndet några små klippholmar blottade, vilka visade sig tillhöra en skarnhorisont inom nämnda yngre lager. (Fig. 5.) Det var en utpräglad skiktad kalksilikathornfels-bildning med tunna band av tät mörk kvartsit, angivande alltså stark kontaktmetamorfisk påverkan.

Utgående från Svartå studerade jag Filipstadsgraniten i den Falkenbergshöjden norr om sjön Multen. Här är denna säregna granit för handen i typisk form, vitt skild så väl till sammansättning som struktur från Örebrograniten. I allmänhet är den dock starkt påverkad av tryckmetamorfos, som åstadkommit krosstrukturer och även mineralogiska förändringar av sammansättningen. Hornblände saknas och är helt ersatt av biotit. Av fältspaterna visar sig ortoklasen (pertit) mindre påverkad, men plagioklasen (An_{27}) har givit upphov till en mycket riklig nybildning av epidot. På det hela taget visade sig bergarten på Falkenbergshöjden vara massformig och mycket homogen. I vissa delar iakttogs skiffrighet och brant åt NO riktad sträckning samt enstaka brottstyckeinneslutningar av mörk leptit eller metabasit. Fig. 6.

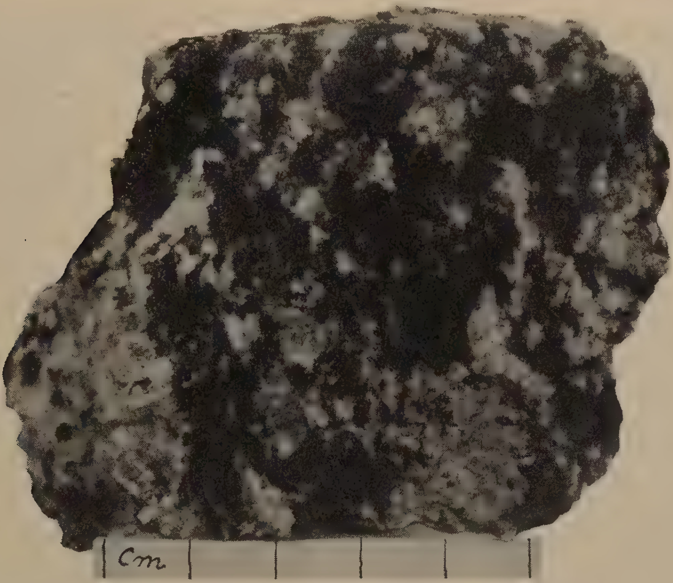


Fig. 6. **Foto av stuff av skiffrig Filipstadsgranit från Falkenbergshöjden vid Multen.**

På toppen av Falkenbergshöjden gjordes den viktigare upptäckten av smala raka gångar i Filipstadsgraniten av en småkornig granit av blekröd färg och innehållande talrika i ytan listformigt utbildade kristaller av kalifältspat. Dessa gångar överensstämde påtagligen med Örebrograniten men voro väsentligt finkornigare och med en mera tunntavelformig utbildning av kalifältspaten än som utmärker Örebrogranitens huvudtyp vid Örebro. Inom därvarande stora massiv förekomma dock strukturvarieteter av mycket liknande utbildning. Mikrofotografierna, fig. 7 och 8, åskådliggöra överensstämmelsen i strukturutbildning och sammansättning.

Den strukturvariation, som sålunda förekommer i Örebrograniten, utgör en analogi till de båda strukturtyper, som W. C. Brögger särskilde inom det sydnorska nefelinsyenitområdet. Brögger betecknade de »eugranitisk normala» nefelinsyeniterna ditroiter och de trakytoida foyaiter och framhåller, att foyaitstrukturen — liksom den trakytoida strukturen överhuvudtaget — uppkommit vid kristallisation under rörelse, som sålunda betingat själva den tunntavelformiga gestalten av fältspatkristallerna och dessutom ofta en fluidalstruktur genom parallellanordning av desamma. Brögger framhåller vidare: »dem entsprechend sind die Foyaite — mögen sie grosstafelig grobkörnig oder dünntafelig kleinkörnig struirt sein — ganz vorherrschend entweder als Gangmassen oder als Grenzfacies ausgebildet, und bilden nur seltener kleine selbständige Massive.[1]

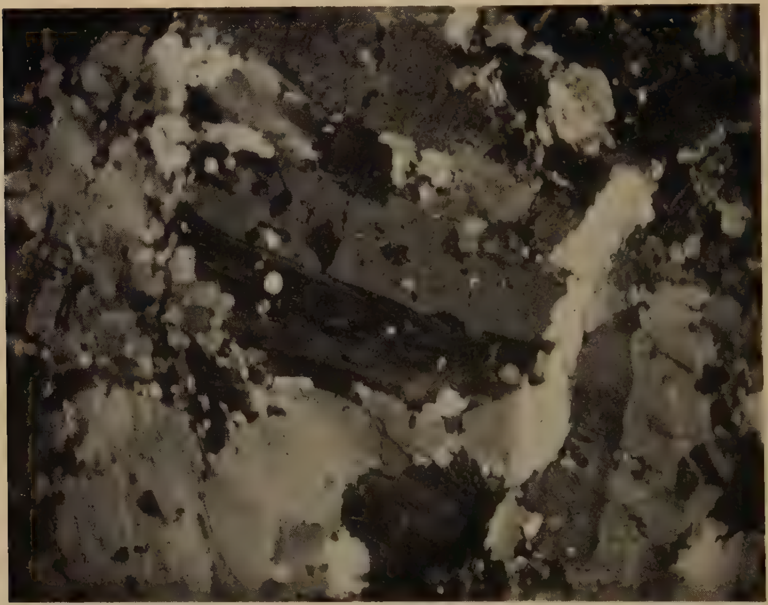


Fig. 7. Mikrofoto i pol. ljus och kors. nic. av den gångformiga Örebrograniten i Filipstadsgranit på Falkenbergshöjden vid Multen. Förstoring 9 ×.

---

[1] W. C. Brögger: Das Ganggefolge des Laurdalits. Videnskabsselskabets Skrifter. I. Math.-Naturv. Klasse 1897, N:o 6, Sid. 165.

Detta terminologiförslag, som skulle väl tillgodosett viktiga strukturrelationer hos nefelinsyeniterna och även varit av motsvarande betydelse med avseende på graniterna har dock av andra, petrogenetiska skäl icke vunnit efterföljd. Jfr Arthur Holmes: »The Nomenclatur of Petrology, 1920.»

Påträffandet av de nämnda granitiska gångarna av Örebrogranit uti Filipstadsgranit på Falkenbergshöjden vid Multen torde sålunda avgöra frågan om åldersförhållandet emellan dessa bergarter, och det synes ej kunna råda något tvivel om, att Örebrograniten är den yngre, såsom ock tidigare rekognoscörer, Törnebohm, Hummel, Gumælius och Blomberg, uppfattat förhållandet.

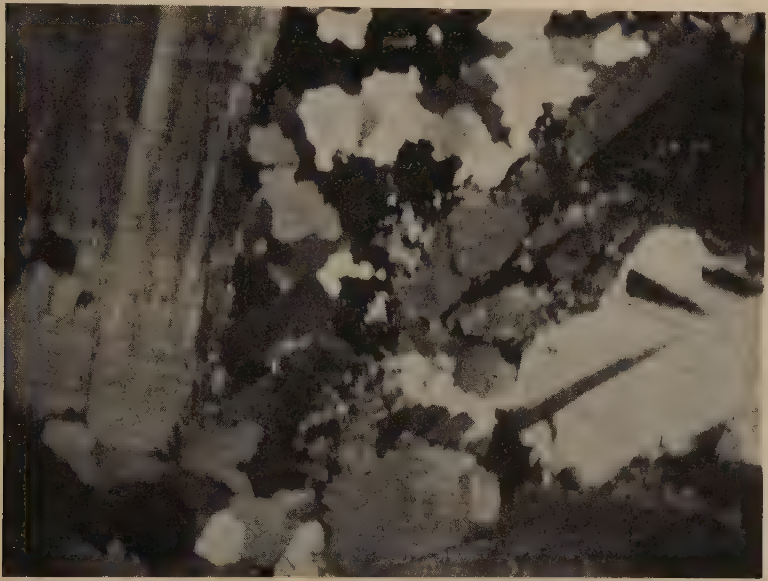


Fig. 8. Mikrofoto i pol. ljus och kors. nic. av Örebrogranit vid Hageby, Örebro. Förstoring 14 ×.

Överst på Falkenbergshöjden påträffade jag även ett större parti (brottstycke) av leptit i omedelbar kontakt med den grovkorniga Filipstadsgraniten. Denna leptit var liksom inneslutningarna i Örebrograniten av hornfelsartad karaktär och visade sig mikroskopiskt sammansatt huvudsakligen av kvarts, alkalifältspater, blekgrön augit och granat. Brottstyckets kontakt mot graniten var på ena sidan dold av krossgruset, men det kunde konstateras, att något spår av pegmatitisering ej förefanns. Ej heller eljest syntes någon pegmatitbildning förekomma i samband med Filipstadsgraniten. Först på Trumön i sjön Multen sågs pegmatitådror förekomma i leptitgnejsen, men det finnes ej någon som helst anledning att sätta denna företeelse i samband med Filipstadsgraniten.

Pegmatitisering förekommer nämligen regionalt i kvartsfältspatgnejserna utmed Kilsbergens sydöstra sida. Sådana förekomster sågos vid Sörbytorp (Strykn. N 60° V, brant stupn.), Runnetorp (strykn. N—S och NV—SO), Tjuvbergsgruvan (sicksackveckning med växlande axelriktning), Dansarehagen (småveckning med åt N fallande axlar), Vekhyttan (skarnförande leptiter jämte fältspatporfyrgnejs, grov pegmatitblandad gnejs, delvis granatförande och med inrörda klumpar av amfibolit; dessutom hällar av pegmatitgranit och skiktad leptit), Kinkhyttan (röd leptit, strykning NV), Skinnarefallet (röd leptit med utpräglad linjär förskiffring, fallande flackt åt VNV), Lekhyttan (granitoid gnejs eller granit, Haget (granitoid gnejs).

Pegmatitiska och aplitiska leptitgnejser anstå även vid östra änden av sjön Leken (där äldre kartor angiva granit). Mylonitiserade bergarter av svårbestämbart ursprung, dock icke av Filipstadsgranit samt diabas sågos vid Lekens sydsida. Först i hällar ett stycke bortom västra änden av sjön anstår Filipstadsgraniten i fast klyft. Den är här starkt ombildad, huvudsakligen genom mekanisk påverkan, men dock med bibehållen massformig struktur.

Av den lämnade redogörelsen torde framgå,

att Törnebomms, Hummels, Gumælius' och Blombergs uppgift, att av de båda granitarterna Örebro- och Filipstadsgraniten den förra är den yngre, bestyrkts,

att någon bergart. överensstämmande med Stockholmsgraniten icke synes förekomma inom det undersökta området,

att pegmatitbildning inom området dels förekommer sporadiskt vid Örebrogranitens gräns mot leptitkomplexen. dels regionalt i samband med de röda kvartsfältspatleptiteterna. men icke står i något som helst samband med Filipstadsgraniten,

att leptitkomplexens omvandlingsform inom området genomgående är av kontaktmetamorfisk natur. Regional-tryckmetamorfos visar sig huvudsakligen endast inom kvartsfältspatgnejserna (den röda leptitgnejsen) samt uti Filipstadsgraniten,

att områdets superkrustalkomplex (leptiterna) visar en primärtektonisk orientering med O—V till SO—NV-riktning. Denna genomskäres av både Örebro- och Filipstadsgranitmassiven, men synes i någon mån hava devierats av det sistnämnda, så att utmed dettas gränszon även NO—SV-liga strykningsriktningar förekomma.

Isavsmältningen inom Bergslagen.

Av

G. Lundqvist.

(Manuskr. inkommet $^{19}/_{3}$ 1935.)

Grundläggande för vår uppfattning om de kvartärgeologiska processer som ägde rum i samband med landisens avsmältning, är det sätt, varpå denna avsmältning skedde. De fakta vi äga om ett istäckes avsmältning tala för, att denna sker tämligen likformigt från hela isytan (ablationsvärden: Rabot, 1900, 2—13 cm pr dygn, > 2 m pr år, Tarr, 1909, > 10 cm pr dag, v. Drygalski, 1897, 30—40 cm pr dygn), under förutsättning att samma klimatförhållanden råda inom hela området (Ahlmann, 1933). Detta gäller för en landis i supramarint läge. Utmynnar isen i havet blir istäckets försvinnande ett resultat av avsmältning, vattnets lyftkraft samt ismassans tyngd (v. Drygalski, 1897). I submarint läge utbildas därför under vissa omständigheter en isfront, vars form (kalvningsbukt eller motsatsen) betingas av isens mäktighet och djupförhållandena. I supramarint läge saknas isbräcka. En följd av dessa premisser, är även, att de högsta delarna av ett landområde smälta fram först, medan dalarna kunna vara isfyllda relativt länge. Dessa tankegångar äro icke nya; jag hänvisar till Antevs arbete »The Last Glaciation» med dess litteratur. Däremot äro konsekvenserna av det föregående förvånansvärt litet beaktade och bearbetade (jfr dock Frödin, 1915).[1]

Vid behandlingen av en del senglaciala problem inom Bergslagen och dess randområden har jag funnit, att man icke kan förbise sättet för istäckets försvinnande. En kort resumé av min uppfattning härom må preliminärt lämnas.

---

[1] När mitt manuskript förelåg färdigt fäste K. E. Sahlström min uppmärksamhet på Flint (1930). De idéer och synpunkter som där framläggas överensstämma nästan helt med de, till vilka jag letts fram under mina arbeten i Bergslagen. Flint synes dock underskatta den stora skillnaden på avsmältning i supramarint och submarint läge. Ytterligare en principiell skillnad i våra åsikter är, att Flint anser, att isen förlorade sin rörelseförmåga, när den nådde gränsen för sin utbredning. Jag anser, att rörelsen fortsatte, tills närområdena smält fram. Då först var isen död.

Premissen för hela resonemanget är gradienten för isytans lutning. Från de recenta isarna känner man ganska många värden därpå; av dessa äro dock endast de minsta av intresse här. Från Grönland föreligga många uppgifter på i genomsnitt 1 : 500—650. Visserligen har iskanten där icke flyttat sig nämnvärt på de sista 1 000 åren (Hammer, 1921, jfr dock Pettersson, 1913), men då isen ännu företer någon rörelse åtminstone inom vissa områden, torde detta värde snarare vara för högt än för lågt. Och för det följande är det säkrare att välja ett något för högt värde. Jag har försöksvis använt 1 : 550 som värde på den allmänna lutningen. Mot de distala kanterna blir värdet större, från vissa delar av Grönland t. ex. 1 : c:a 50 (Meinardus 1934). Detta värde gäller dock endast en relativt smal zon utmed iskanten och lämnas därför preliminärt ur räkningen.

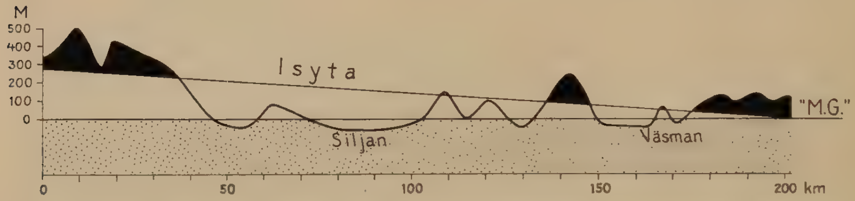


Fig. 1. Profil från norra Dalarna till Kopparbergstrakten. Den är lagd i isrörelseriktningen och reducerad till M. G.-tidens höjdförhållanden. Profilen utvisar, att, med den här antagna lutningen och mäktigheten å istäcket, ismassan i stort sett måste vara död.

Det område som närmast intresserar mig är Bergslagen kring Ludvika—Kopparberg—Malingsbo—Smedjebacken. Och det är ifrån detta vi utgå. Jag har lagt en höjdprofil genom detta område i den allmänna isrörelseriktningen in mot nedisningsområdet, alltså upp genom norra Dalarna. Denna profil har sedan omkonstruerats med hänsyn till M. G. men utan hänsyn såväl till, att denna är oliktidig som till jordytans krökning (fig. 1). Dessa faktorer torde dock icke spela någon avgörande roll, då man rör sig med så pass schematiska värden (och kartframställningar) som här gjorts. På denna profil har isytan 1 : 550 inlagts vid det skede, då istäcket i Väsmansänkan var c:a 100 m mäktigt.

Profilen visar omedelbart, att höjderna kring Väsman då voro isfria. Men den visar även något mycket viktigare, nämligen att även höjderna i norra Dalarna samtidigt böra ha legat blottade. Och den omedelbara konsekvensen därav är, att då istäcket i Väsmansänkan var c:a 100 m mäktigt, bör isrörelsen i huvudsak helt ha avstannat. Det bör dock här erinras om, vad jag inledningsvis sade om sambandet mellan klimatförhållanden och avsmältning. Man kan säkerligen våga antagandet, att vissa olikheter i detta hänseende rådde inom profilområdet. Inom norra Dalarna, alltså närmare mitten av den stora iskalotten, torde nämligen åtminstone innan topparna smält fram, molnigheten varit betydligt mindre och luftens torrhet större (NANSEN 1890) än mot randområdena i S. Här låg havet (Vänerbassängen och Östersjöbäckenet) intill eller nära. Molnigheten torde av detta skäl ha varit större där. Avdunstningen bör därför ha varit mycket större inom områdets norra delar, medan däremot ablationen i sin helhet på grund av luftfuktighet, avrinning etc. varit störst i S (jfr även AHLMANN 1933).

Frågan blir nu närmast: hur tedde sig förhållandena utanför själva profilstråket? Utgående från isytans gradient och den allmänna isrörelseriktningen ger konstruktionen ett istäcke av den utbredning som fig. 2 visar. Kartbilden är överraskande och torde medföra en del rätt omfattande konsekvenser.

Jag börjar med vårt utgångsområde i Bergslagen. Kartbilden visar att hela området sydväst om en NV—SO-lig diagonal genom de antydda 4 kartbladen var isfritt, medan isen var relativt mäktig, ofta > 100 m i den övriga delen av området. Detta förklarar, varför M. G. ligger allt högre inom dalstråken mot V. Och ännu större blir denna M. G:s höjddifferens mellan Kopparbergs- och Grythyttedalarna.

Hur förhållandena tedde sig längre in i Värmland är mycket svårt att säga. Även här lågo nämligen stora områden under den tänkta isytan. Men å andra sidan var hela tillrinningsområdet isfritt sedan länge. Frågans lösning hänger till stor del på istäckets utbredning på norska sidan gränsen. Räfflorna antyda dock rörelse mot SSV, alltså ned mot Oslofjorden. Det troligaste är därför, att iskakan inom Värmland relativt tidigt isolerades. Och därmed torde förutsättningen för en ännu hastigare avsmältning ha ökats. Till förmån för denna åsikt talar M. G.-värdet 205 m i Charlottenbergsstråket. Detta är det bredaste av stråken och borde därför ha bibehållit sambandet med västra iskakan längst. Det föregående utesluter dock icke möjligheten, att dödisar kvarlegat relativt länge dels inom vissa större flacka och dels inom djupare områden. Förutsättningar härför finnas t. ex. omkring Torsby, S. Finnskoga m. fl. platser. I konsekvens med föregående resonemang skulle möjligen en isstrimma kvarlegat N om Vänern inom området mellan det högre, där blottläggningen skett tidigare och det, där vattnets lyftkraft m. m. gjort sig gällande. Men sannolikt har någon sådan isrest ej kvarlegat utan isavsmältningen har även här skett hastigare än man hittills tänkt sig. Denna slutsats grundar jag på förefintligheten av vackra ändmoränserier inom kartbladet Nyed (MAGNUSSON, 1929, fig. 15). Denna ändmoränserie förutsätter närvaron av en levande is och måste därför ha bildats innan förbindelsen med isen på höjdområdet norrut avbrutits. Detta område var proximalt i isrörelseriktningen ett långt dalstråk, som kan följas ända upp till väster om Malung. Denna

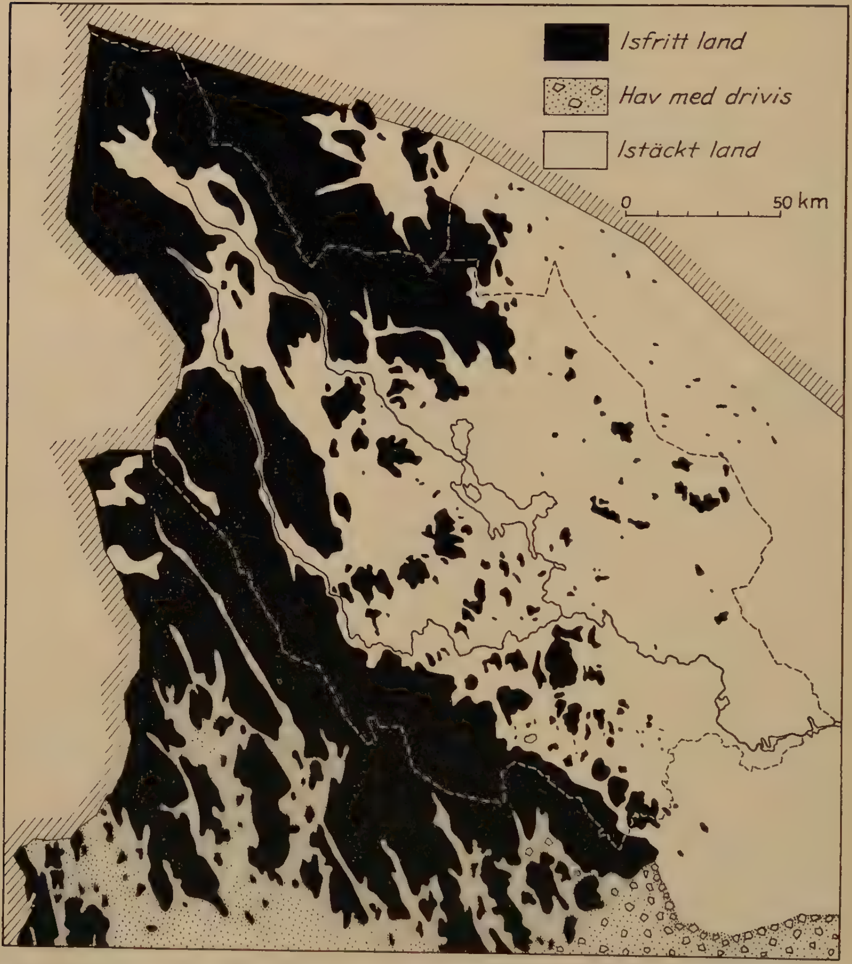


Fig. 2. Istäckets utbredning enligt konstruktionen i fig. 1. Lokalt kunna dock isrester ha kvarlegat längre; några förslag ha utritats i norra Värmland och angränsande trakter av Dalarna. Skillnaden mellan Dalarnas och Värmlands avisning vid det åskådliggjorda tidsavsnittet är överraskande stor. Skuggzonen markerar gränsen för det i figuren behandlade området.

ismassa torde ha varit tillräcklig för att utbilda ändmoränerna. Men på grund av de allmänna höjdförhållandena här och inom området norrut måste vid den avsmältningsmekanik, från vilken vi utgått, detta istäcke ha varit relativt mäktigt. Därför uppstår frågan, hur vi skola få bort detta successivt utan att bryta mot de tidigare premisserna om ytavsmältningen. Därför erfordras nämligen här ett större vattendjup (jfr dock v. Drygalski, 1897) än den vanligen antagna M. G. möjliggör. Måhända ligger förklaringen i de då och då uppdykande uppgifterna om abnormt höga M. G.-värden inom dessa trakter (Granlund, 1928, von Post, 1929). Denna M. G. måste då vara betydligt äldre än M. G. inom det förut behandlade Bergslagsområdet både på grund av höjdläget och på grund av områdenas oliktidiga blottläggning. Det första förhållandet är ju en följd av det senare. Orsaken, till att sådana tidigare strandlinjer så sällan anträffas, kan vara att packisen hindrat deras utbildning (Högbom, 1901).

Norr om det åsyftade Bergslagsområdet sträckte sig en mera sammanhängande landis långt upp i Dalälvens dalgångar liksom även i de övriga Norrlandsälvarnas dalstråk. Inom Siljansbäckenet var isen nu c:a 200 m mäktig, i Amungen c:a 175 m, i Runn c:a 150 m och i Väsman, som var utgångslokalen, 100 m. Mot Ö och NO nådde allt färre toppar över istäcket.

En annan följd av det betraktelsesätt, som här anlagts, är, att då isen avsmält något mer än vad kartbilden visar, blev Västerdalälvens dalgång fri. Området är ju öppet mot S men måste i stället ha dämts där av den stora sammanhängande iskroppen SV om Siljan. De finkorniga sediment, mjäla etc., som anträffas så långt upp vid Västerdalälven som i Malung, alltså högt över M. G., få sålunda sin naturliga förklaring som issjösediment. Utnyttjas denna erfarenhet förstå vi, att många andra mot S öppna dalstråk kunna ha intagits av issjöar. I detta sammanhang må erinras om fyndet av lera i söderläge c:a 300 m ö. h. vid Kullen NV om Grangärde (Lundqvist, 1933, sid. 112). Det får härigenom en bättre förklaring än om leran helt enkelt antages vara avsatt i en nunataksjö (lera kan dock avsättas i vattensamlingar på isen, Tarr, 1909 a). Nunataksjöar s. str. tror jag nämligen ha varit synnerligen sällsynta företeelser och ännu mera sällan torde de ha utbildat varaktiga strandlinjer.[1] Frånvaron av sådana kan icke skyllas på jordflytning, ty påtagliga märken därefter (jfr Antevs, 1932) finner man ej i Bergslagen. Säkerligen beror förhållandet på att klimatet lade hinder i vägen för en jordflytning.

---

[1] Därmed är naturligtvis intet sagt om den storartade omfattning, som dränering av isdämda sjöar kan nå; jfr Kerr, 1932.

Den närmaste frågan blir nu: hur långt sträckte sig detta konstruerade istäcke mot S? Som kartbilden visar hade havet fritt tillträde från V och S. Iskantens södra begränsning bestämdes därför av lyftkraften. Med här antagna ismäktighet och vattendjup fick denna övertaget strax N om Mälaren inom den zon som f. n. ligger 15—20 m ö. h. eller något mer (jfr v. Drygalski, 1897). Därutanför vidtog alltså kalvisen.

I öster få vi andra förhållanden. Istäcket sammanhängde där ännu med Bottenhavets ismassa. Men när isfältet avsmält något mera, bräcktes detsamma här inom en zon som låg någonstädes mellan högsta och ungefär nuvarande kustlinjen. Det bildades sålunda där ett stråk utan fast istäcke. Denna zon var naturligtvis först ganska smal, vilket antydes av, att de äldre och yngre räffelsystemen i västra Uppland mjukt övergå i varandra. Och detta i sin tur anger, att den bottniska isströmmen fanns redan innan Dalarnas is inträtt i dödisstadiet. Isen kvarlåg emellertid i Bottenhavet (Högbom, 1892) och då detta istäcke sannolikt ej förlorat sambandet med den stora iskroppen i N hade det ännu rörelsemöjlighet, åtminstone tidvis. Denna var visserligen relativt svag, men då intet mottryck fanns i V där närområde saknades, kunde Bottenhavets ismassa transgrediera över kustbältet. Det var då ändmoränerna i Gävletrakten utbildades (Sandegren, 1929).

Denna isens nya rörelseriktning spåras dels i dessa (och sydligare) ändmoräner, dels i räfflorna. Men förmodligen ha vi ytterligare ett stöd, nämligen i jordartstyperna. Högbom, 1892, har fäst uppmärksamheten på lerornas kemiska karaktär i olika delar av Uppland. Genom hans behandling av materialet utsuddas en del detaljer. Utan sådan behandling visa analyserna, att fördelningen av kalciumkarbonatet är som fig. 3 visar. I stort sett avtager procenthalten mot S, men utmed ett par stråk visar den förnyad, tillfällig höjning. Dessa linjer, vilka jag antytt å kartan, ansluta sig till Gävletraktens yngre ändmoräner och de yngre räfflorna. Orsaken till ökningen synes mig vara, att isbräckan vid dessa linjer legat stilla längre, så att en större mängd kambrosilurmaterial kunnat utföras av smältvattensälvarna. Därför talar även, att min norra linje pekar rakt på Årsundaåsen, vilken avlastades framför den yngre iskanten under ett stillestånd (Sandegren, 1934, fig. 19). De nämnda förhållandena antyda sålunda, att dessa slammängder avsatts framför en iskant och icke äro utslammade långa sträckor utan direkt samband med ett israndsläge. Men då isen under vissa tidsavsnitt kunnat föra fram en ökad mängd material måste den tillhört en levande iskropp, även om icke strömningarna i densamma varit påfallande starka.

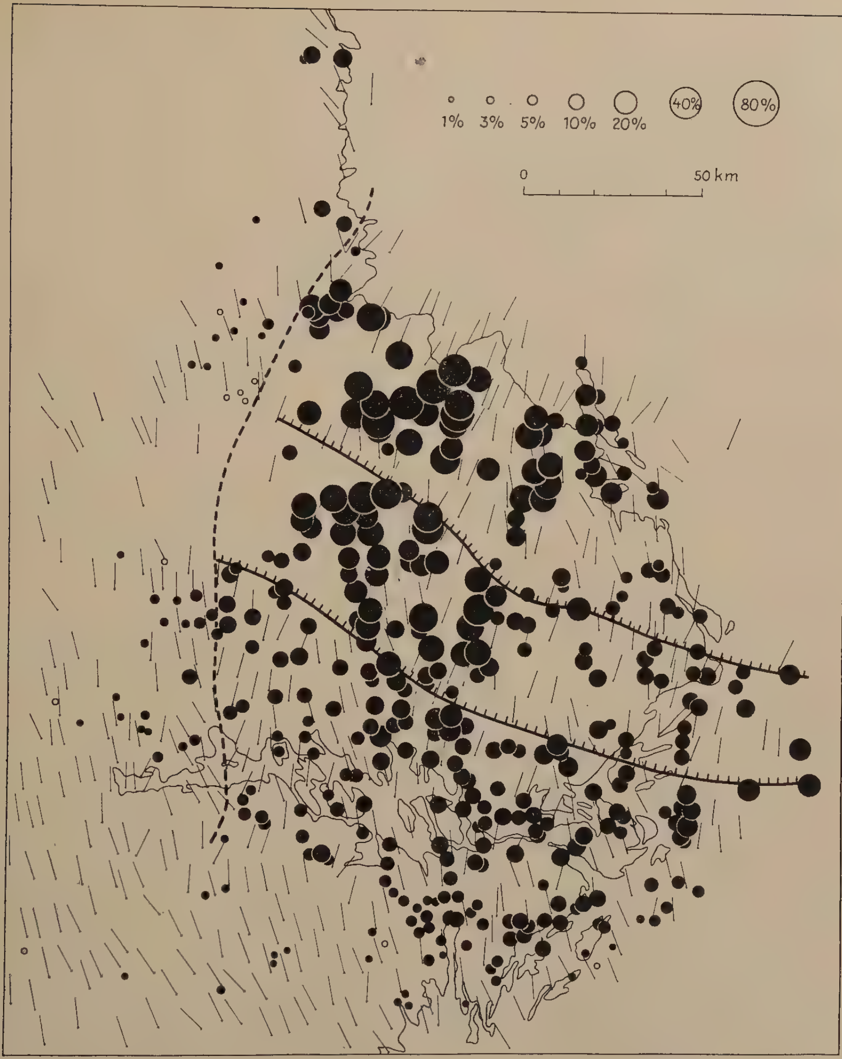


Fig. 3. Kalkhalten inom områdets märglar och leror enligt de geologiska kartbladsbeskrivningarna (öppna cirklar < 1 %). Inga äldre räfflor ha utritats inom områden, där även de yngre finnas; västra gränsen för de senare markeras av den brutna linjen; ändmoräner finnas dock även V om denna gräns (Sandegren, 1934 och muntligen). Skillnaden i kalkhalten å ömse sidor de båda linjerna i VNV—OSO anser jag ha förorsakats av, att isfronten där varit stationär under någon tid, så att nytt material frammatats. Isrörelsen hade sålunda ännu ej upphört inom Bottenhavet men väl i Dalarna.

Mellan denna nyssnämnda yngre isström och isens västra huvudmassa förefanns som sagt en isfri zon, som möjliggjorde istransgressionen från Bottenhavet. Den var i början helt obetydlig, men samtidigt med istäckets avtunnande bräcktes dess kant upp. Isens försvinnande från Dalarnas djupare områden påskyndades därigenom. I vilken takt är dock ännu ej möjligt att bestämma.

Den i det föregående diskuterade kartbilden (fig. 2) är, som inledningsvis underströks en ren konstruktion. Det är därför ingalunda min tanke, att den annat än i sina huvuddrag ägt en ungefärlig motsvarighet i naturen. De skillnader mellan de verkliga och de rekonstruerade förhållanden, som med säkerhet rått, bero först på de yttersta randområdenas växlande utbildning. Främst härleder sig denna av, att randen, som redan anförts, äger starkare lutning än det sammanhängande istäcket. Därför måste den verkliga isutbredning, som svarar mot en viss allmän nivå, vara mindre än denna sistnämndas avskärning med fastmarken anger. Beloppet är dock mycket svårt att fastställa. Delvis betingas detta därav, att ju tunnare istäcket är, dess känsligare bör det reagera för yttre »åverkan» i form av tillfälliga små och lokala klimatförändringar och topografiska nyanser.

Sålunda är det t. ex. sannolikt, att isen låg proportionsvis längre kvar på djupa och skuggiga dalbottnar (jfr HEDIN, 1895). Trots dessa — bland andra — nu nämnda variationsmöjligheter torde dock kartbilden kunna tjäna som en arbetshypotes.

Redan nu kan man av fältobservationer säga, att kartbilden i en del detaljer måste vara felaktig. Och just dessa fel ge oss utgångspunkter för vidare arbete. De fenomen, med vilkas tillhjälp man i fält kan rekonstruera ett supramarint istäcke, äro lateralterrasser och erosionsdalar (samt i vissa fall randterrasser i olika utbildningsform). De sistnämnda ha förr ventilerats tillräckligt, varför jag kan lämna dem åsido tillsvidare.

Lateralterrasserna äro isälvsavlagringar avsatta mellan fastmarken och den mer eller mindre brant uppstigande iskanten. Deras nivå anger sålunda det motsvarande istäckets miniminivå. Tyvärr äga dessa lateralterrasser sällan, åtminstone inom mitt arbetsområde, så stor utsträckning, att några sammanhängande ytor kunna uppdragas med tillhjälp därav.

Den andra företeelsen, erosionsrännorna, som diskuterats av FRÖDIN, 1925, ha enligt min mening åtminstone i de flesta fall utskurits av smältvattensälvar mellan iskanten och fastmarken. Enligt v. ENGELN, 1912, förutsätta de även en kort och hastig isframryckning och sådana ha även påvisats inom området (LUNDQVIST, 1933).

Däljornas djup uppgår till 8—10 m. Höjdskillnaden mellan deras högsta och lägsta delar förutsätter en betydligt starkare lutning på isens distalbrant än vi förut antagit. Som exempel vill jag hänvisa till några däljgrupper på bl. Malingsbo, belägna i skilda dalstråk och på en c:a O—V-lig linje. Värdena äro: vid Långens ± 260—± 210 m, NV om Haraldsjön ± 260—± 250 m, Ö om Övre Sandsjön ± 260—± 215 m och vid Stora Bråten (bl. Nya Kopparberget) ± 260—± 190 m. Siffrorna äro uttagna efter höjdkartan i 1: 50 000 och naturligtvis endast approximativa. Men överensstämmelsen i dessa dalars utgångsnivå, ± 260 m, är märklig, ehuru den kanske är en tillfällighet. För att belysa däljornas bildningsbetingelser granska vi läget. Bortsett från de små däljorna NV om Haraldsjön ligga de övriga på O-sidan av dalstråken och strax S om deras passområden, där stupningen mot S ökar. Tidigare har jag uttalat den uppfattningen, att detta läge antyder, att däljornas utbildning påverkats av lokalklimatet. Hedin, 1895, har sålunda påpekat, att isen på skuggsidorna ligger högre och är starkare bruten. På solsidan är ytan jämn, skarpt avskuren vid fastmarken, invid vilken en smältvattenälv rinner fram. Detta bestyrker min uppfattning, att orsaken till, att däljorna oftast ligga på dalarnas ostsidor är den, att morgondimmorna göra, att solen om morgnarna inverkar mindre än middags- och eftermiddagssolen. Avsmältning och avrinning bli därför kraftigast på denna sida. I konsekvens därmed finner man i stort sett ofta sedimenten vid östra eller norra dalsidorna; vid de västra är moränen ofta starkare småkuperad och storblockig (sprickfyllnader).

En sak som förvånat mig i samband med dessa däljors tolkning är: var har det material som förts ut ur däljorna avlagrats? Det finnes ingen proportion mellan dessa däljor och kvantiteten av det material som anträffats i anslutning till dem. Förklaringen torde vara denna: dödis fyllde dalen S om dessa däljgrupper, och på denna iskaka kunde materialet med lätthet spolas i väg långa sträckor. I vissa fall kunna emellertid höjdernas sydsluttningar ha varit isfria även om is kvarlegat S därom. Detta bestyrkes av, att man ofta finner sådana sluttningar starkt vatteneroderade och utan sediment nedtill. Men märkligt nog saknas motsvarande fenomen på N-sluttningarna. Detta är orsaken till, att jag betraktar fenomenet som en insolationsföreteelse.

Exempel på en lokal där både lateralterrass och erosionsdalar förekomma finnes vid Ljungåsen N om N. Hörken på bl. Grängesberg (fig. 4). Kartbilden är sammanställd efter de topografiska och geologiska bladen, båda uppmätta i 1: 50 000 och med inlagda

33-m:s kurvor efter Kartverkets höjdkartkoncept. Tyvärr kan ej området N om detta medtagas, då topografen, som utfört det distriktet, ej utritat däljorna. Bilden är naturligtvis ganska schematisk, men ger dock en god uppfattning om, huru både terrassen och däljornas utgångsnivåer sjunka mot N. I detta fall tänker jag mig, att däljorna uteroderats invid en avsmältande iskant. Men då först vid Hörken endast obetydliga sediment (isälvsavlagringarna ha topografisk anslutning till ett dalstråk åt NV) förefinnas, måste praktiskt taget hela dalbottnen (och Hörken?) varit isfylld, då däljorna utskuros.

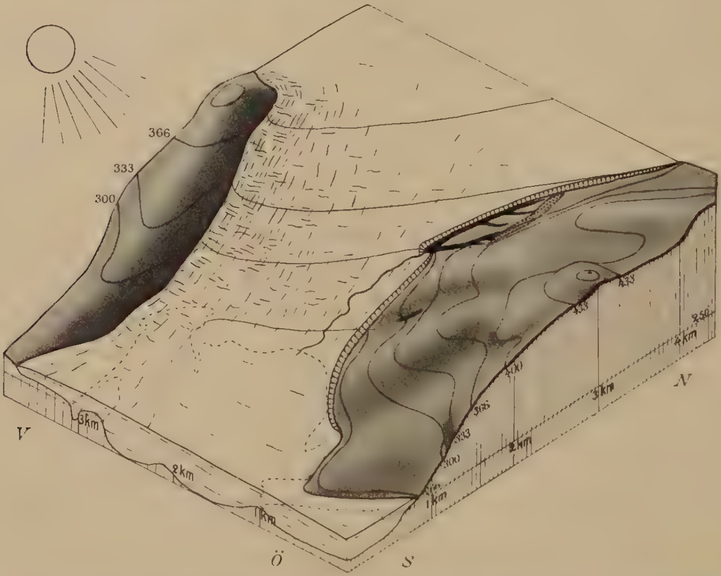


Fig. 4. Stereogram över trakten N om N. Hörken (prickkonturen) belysande däljornas (helsvarta) och lateralterrassens (prickad) bildningsmiljö. Starkaste sprickbildningen på skuggsidan. Överhöjning 5 ×.

En än mera markant bild av iskantens form ge däljorna Ö om Persbo på bl. Smedjebacken. Där finnes dock ingen lateralterrass i omedelbar anslutning till dem.

Omnämnandet av dessa däljsystem avser endast att belysa sättet för detaljgranskningen av iskantens utbildning. Ett närmare ingående på frågan uppskjuter jag tillsvidare.

Slutligen må en hastig återblick ges på här lämnade uppfattning om istäckets avsmältning. Den viktigaste konsekvensen därav är, att det rådde en väsentlig skillnad i fråga om isens försvinnande till såväl tid som sätt N om Vänerbassängen och i Dalarna. Visserligen skedde på båda ställena avsmältningen som vanligt främst från ytan. Men isen i Värmland blev tidigare avsnörd från närområdet. Då var det senglaciala havets djup avsevärt större vid iskanten, som därför hastigare kunde brytas upp.

Vad talar nu för uppfattningen, att Dalarna under samma tid skulle ha intagits av en jättelik dödis? Främst två fenomen: räfflor och moräner. Om isen företett rörelse under hela avsmältningstiden måste räffelriktningarna inom hela området visa inverkan av topografien. Nu finner man det möjligen lägst ned i dalbottnarna. Svårt torde dock vara att avgöra, om dessa sista räfflor avsatts vid första framryckningen eller under avsmältningen.

I god samklang med dessa räfflornas vittnesbörd står även den omständigheten, att ändmoräner synas saknas så gott som fullständigt inom hela det supramarina området. Från Härjedalen och gränsen mot Dalarna har visserligen ett vackert moränområde beskrivits av FRÖDIN, 1925, och TEILING, 1928, och av båda tolkats som ändmoränlandskap. Av flera skäl (t. ex. nivåförhållanden och närhet till isdelaren; jfr även DE QUERVAIN, 1919) torde det dock vara fråga om dödismoräner, vilka kunna bli mycket lika ändmoräner (RUSSEL, 1897, TARR, 1909). Ryggarna förefalla visserligen ganska stora, och vi kunna ej bevisa, huruvida iskroppens moränhalt möjliggjort en så stor anhopning enbart genom ablation. En uppfattning om isarnas moränhalt och ett stöd för ovanstående tolkning ge dock KOCH och WEGENERS (1917) 8 m och TARRS (1909a) 5 m. Området övergår emellertid mot S i typiska dödismoräner, som jag delvis sett själv. Denna landskapstyp, som visserligen har sin vackraste utbildning inom områden närmast isdelaren, kan sedan följas ned genom hela Dalarna, ehuru av allt mindre utbredning. Till en del sammanhänger detta med, att topografien där ändrar typ. För att belysa detta förhållande hänvisas till fig. 5. Jag har där utom dödismorän och små drumlins urskilt två topografiska huvudformer: de flacka och de mera brutna eller lutande områdena. I stort sett avta de förra mot S, varest dalarna trängas samman eller — där så icke är fallet — intagas av vidsträckta sediment döljande moränens ytformer. Redan av dessa orsaker kan man icke vänta så stora arealer med dödismorän. Men bidragande är möjligen också, att de smala dalstråken i regel ha bättre avrinningsmöjligheter än de stora flacka. Med det föregående har naturligtvis icke direkt förnekats möjligheten, att någon enstaka ändmorän kan anträffas. Sålunda har jag 1933 från trakten S om Grangärde nämnt några sådana (även supramarina) men betraktar dem som ganska suspekta ändmoräner. Det må dock i detta sammanhang principiellt anföras, att, även om isen i sin helhet var avskuren från det stora närområdet, alltså i stort sett död, mindre partier dock i brant terräng kunnat verka som lokalglaciärer. Detta ändrar dock ej min uppfattning, att frånvaron av supramarina eller supralakustrina ändmoräner bevisa, att isen där mycket tidigt förlorat sin rörelseförmåga.

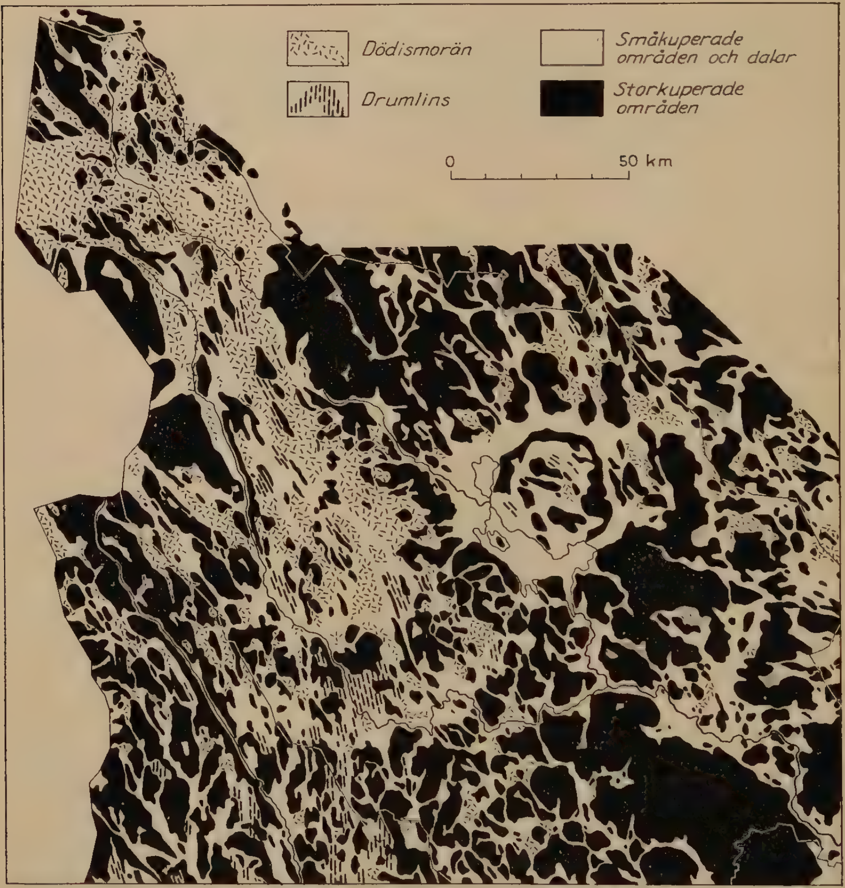


Fig. 5. Dödismoräner förekomma inom hela området men äro särskilt knutna till de breda och flacka områdena. Mot SO intagas dock dessa ofta av sediment, vilka dölja moränens ytformer. Märk, att dödismoränerna ofta icke nå ända fram till de högre områdena utan hålla sig till dalbottnarna.

Fenomen som kunna sägas tala emot dödisuppfattningen äro rullstensåsarna, ehuru TARR, 1909, anser, att sådana isar befordra åsbildningen. Jag kan dock icke underlåta att påpeka följande. Om en större ismassa med markerad isfront legat bakom (norr om) isälvsavlagringarna skulle dessa i supramarint läge visa oerhörda erosionsmärken. Sålunda skulle t. ex. smältvattenmassorna i stråket Björsjö—Malingsbosjön i sådant fall omöjliggjort, att isälvsavlagringarna där kunnat bibehålla sina primära former. Att här vidare ingå på det vidlyftiga åsproblemet är icke möjligt. TANNERS (t. ex. 1934) omfattande undersökningar ha nämligen visat, att åsar kunna bildas på ganska olika sätt, och särskilt komplicerade bli förhållandena i supramarint läge. I vilket fall som helst är den ismassa, i samband med vilken åsarna avlagrats så pass stor, att den gott kunnat leverera tillräckliga vattenmängder och ofta även ett avsevärt hydrostatiskt tryck. Det bör i detta samband nämnas, att åsmaterialet här vanligtvis är mycket dåligt sorterat och att skiktning ofta saknas. Enda sättet att granska sambandet mellan åsproblemet och isavsmältningen som den här skisserats, synes mig vara att diskutera ås efter ås.

För lösningen av frågan om kustlandets avisning och den yngre isrörelse, som kan spåras inom vissa delar av kusten synes dödisuppfattningen snarast vara till en god hjälp.

Åsikten att landets högsta delar redan tidigt blivit blottlagda och förorsakat, att stora områden längre ned intagits av dödisar har, som av det föregående framgår, många stöd i erfarenheten. Den synes mig därför vara en viktig arbetshypotes, naturligtvis giltig även för andra än de här behandlade områdena, t. ex. Småländska höglandet. En i princip riktig bild från avsmältningstidens Sydsverige skulle sålunda visa Småland isfritt och Östersjön till stor del isfylld.

I samband med dessa frågor vill jag även draga ut konsekvenserna till en företeelse i Norrland. Enligt det vanliga betraktelsesättet låg isdelaren först invid högfjällen men försköts sedan mot Ö. Detta var — försiktigt uttryckt — åtminstone till en del betingat av klimatförhållandena (nederbörd, rimfrostbildning etc.). Samtidigt med denna förskjutning ökade isens mäktighet. För min del förmodar jag, att isdelarens förskjutning mot Ö fortsatte även under avsmältningstiden, ehuru relativt obetydligt. Förloppet skulle därför komma att motsvara den framställning LIDÉN, 1913, givit å sin tavla 6. Vid avsmältningen blevo naturligtvis fjällen först blottlagda. Enligt gängse uppfattning kvarlåg länge en iskaka i närheten av den östra isdelaren och dämde flodsystemen, tills den s. k.

bipartionen, alltså den centraljämtska issjöns tappning, inträffade. Om det var i Indalsälvens (DE GEER, 1911) eller Ljungans (FRÖDIN, 1925) floddal, som vattnet först bröt ut mot Ö, lämnar jag dock därhän. Men enligt den på erfarenheter grundade avsmältningsmekanik jag här utgått ifrån, måste istäcket redan vid denna »bipartition» ha varit starkt uppdelat och dämmande isrester kvarlegat i stort sett endast i dalbottnarna.

Litteratur.

AHLMANN, HANS W:SON, 1933. Glaciology (part VIII) and Present glaciation round the Norwegian Sea (part IX) in Scientific results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the summer of 1931. Geogr. Annaler, Årg. XV.

ANTEVS, ERNST, 1928. The last glaciation. American Geogr. Soc., Research Series No. 17.

—, 1932. Alpine zone of Mt. Washington Range. Auburn, Maine (förf:s förlag).

DE GEER, GERARD, 1911. Om den senkvartära tidens indelning. Geol. Fören. Förhandl.. Bd 33.

VON DRYGALSKI, ERICH, 1897. Grönland-Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891—1893, unter Leitung von Erich von Drygalski. Bd 1.

VON ENGELN, O. D., 1912. Phenomena associated with Glacier Drainage and Wastage, with especial reference to observations in the Yakutat Bay Region, Alaska. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd VI.

FLINT, RICHARD FOSTER, 1930. The Glacial Geology of Connecticut. State Geol. and Nat. Hist. Survey Bull. No. 47.

FRÖDIN, GUSTAF, 1915. Några bidrag till frågan om det afsmältande istäckets ytlutning. Geol. Fören. Förhandl., Bd 37.

—, 1925. Studien über die Eisscheide in Zentralskandinavien. Bull. Geol. Instit. of Upsala, Vol. XIX.

GRANLUND, ERIK, 1928. Senglaciala strandlinjer och marina sediment i västra Bergslagen. Sv. Geol. Unders., Ser. C, N:o 349.

HAMMER, R., 1921. Almindelig Oversigt i Grønland i tohundredaaret for Hans Egedes Landing, Bd 1. Meddelelser om Grønland, Bd LX.

HEDIN, SVEN, 1895. Die Gletscher des Mustag-ata. Reisebericht Nr 3, im November 1894 aus Kaschgar abgeschickt. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin, Bd XXX.

HÖGBOM, A. G., 1892. Studier öfver de glaciala aflagringarna i Upland. Geol. Fören. Förhandl., Bd 14.

—, 1901. Om några fluvioglaciala erosionsföreteelser. Geol. Fören. Förhandl., Bd 23.

KERR, FORREST A., 1934. The ice dam and floods of the Talsekwe, British Columbia. Geographical Review, Vol. XXIV.

KOCH, I. P.. und WEGENER, A., 1917. Die glaciologischen Beobachtungen der Danmark-Expedition. — Danmark-Ekspeditionen til Grønlands nordøstkyst 1906—1908 under ledelse af L. Mylius-Erichsen. Bind VI. Meddelelser om Grønland, Bd XLVI.

LIDÉN, RAGNAR, 1913. Geokronologiska studier öfver det finiglaciala skedet i Ångermanland. Sv. Geol. Unders., Ser. Ca, N:o 9.

LUNDQVIST, G., 1930. Beskrivning till kartbladet Malingsbo (av A. Högbom och G. Lundqvist), Sv. Geol. Unders., Ser. Aa, N:o 168.

—, 1933. Beskrivning till kartbladet Grängesberg (av N. H. Magnusson och G. Lundqvist). Sv. Geol. Unders., Ser. Aa, N:o 177.

MAGNUSSON, NILS H., 1929. Beskrivning till kartbladet Nyed (av Nils H. Magnusson och Gunnar Assarsson), Sv. Geol. Unders., Ser. Aa, N:o 144.

MEINARDUS, WILHELM, 1934. Die Ergebnisse der Eisdickenmessungen auf der Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin.

NANSEN, FRIDTJOF, 1890. På skidor genom Grönland. En skildring af den norska Grönlands-expeditionen 1888—89. Stockholm.

PETTERSSON, O., 1913. Klimatförändringar i historisk och förhistorisk tid. En studie i geofysik. K. Sv. Vet. Akad. Handl., Bd 51, N:o 2.

VON POST, LENNART, 1929. Vänerbassängens strandlinjer. Geol. Fören. Förhandl., Bd 51.

DE QUERVAIN, A., 1919. Über Wirkungen eines vorstossenden Gletschers. Beobachtungen am obern Grindelwaldgletscher, Herbst 1918. Vierteljahrschr. d. Naturf. Gesellsch. in Zürich, Bd 64.

RABOT, CHARLES, 1900. Les variations de longueur des glaciers dans les régions arctiques et boréales. Arch. d. sciences physiques et naturelles (1899—1900).

RUSSEL, ISRAEL, C., 1897. Glaciers of North America. A reading lesson for students of geography and geology. Boston and London.

SANDEGREN, R., 1929. Om isrecessionen i Gefletrakten och den senkvartära geokronologien. Geol. Fören. Förhandl., Bd 51.

—, 1934. Beskrivning till kartbladet Storvik (av B. Asklund och R. Sandegren), Sv. Geol. Unders., Ser. Aa, N:o 176.

TANNER, V., 1934. The problems of the eskers. IV. The glacio-fluvial formations of the Rasse'muetke Valleys, Petsamo, Lapland. A geomorphological study of the origin and development of the shape and configuration of supra-aqueous deposited eskers. Fennia 58, N:o 1.

TARR, R. S., 1909. The Yakutat Bay Region, Alaska. Physiography and Glacial Geology. U. S. Geol. Survey Professional Paper 64.

—, 1909 a. Some Phenomena of the Glacier Margins in the Yakutat Bay Region, Alaska. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd 3.

TEILING, EINAR, 1928. Ett ändmoränlandskap. Sveriges Natur. 19:e årg.

Bålen-See-Studien

des Geologischen Instituts der Stockolms Högskola.

1.

Der Bålen-See und die Bålen-See-Studien.

Von

Lennart von Post.

(Manuskr. eingegangen $^{27}/_{3}$ 1935.)

Im Herbstsemester 1933 — 15. Sept. bis 15. Dez. — wurde von dem Komitee zur Beförderung der kulturellen baltischen Zusammenarbeit — Vorsitzender Reichsantiquar Prof. Dr. Sigurd Curman — ein »Baltischer Kursus» für Quartärgeologie veranstaltet. Der Kursus war an das Geologische Institut der Universität Stockholm (Stockholms Högskola) verlegt, und als Gäste nahmen die folgenden Herren daran teil: Magister Gunnar Brander, Helsingfors, Dr. Knut Faegri, Bergen, Privatdozent Pauls Galenieks, Riga, Privatdozent Esa Hyyppä, Helsingfors, Mag. scient. Johannes Iversen, Kopenhagen, Dr. Karl Orviku, Tartu, Dr. Česlovas Pakuckas, Kaunas, und Hr. Mečys Žemaitis, Kaunas.

Hauptpunkte des Programmes bildeten selbstverständlich u. a. die Pollenanalyse und ihre Verwendung im Dienste der stratigraphischen und paläogeographischen Quartärgeologie. Um aus unserer Arbeit das Möglichste von sachlichem Inhalt zu gewinnen, gab ich den Übungen die Form der systematischen Zergliederung einer geeigneten Lokalität. Zufälligerweise hatte ich kurz vorher im Ufermoor des kleinen Sees Bålen in Södermanland *Trapa*-Früchte, Kieselgur u. dgl. in einer Lagerverbindung beobachtet, die mir nicht ganz alltäglich vorkam. Deshalb leitete ich den Kursus mit einer Exkursion zum Bålen-See ein, während welcher wir zusammen ein Linienprofil durch das Ufermoor aufnahmen und Probenserien zur Pollenanalyse, Diatomeenanalyse usw. zwecks Befestigung und Chronologisierung des Entwicklungsverlaufs sammelten.

Beim nachfolgenden Durcharbeiten des Bålen-See-Materials im Laboratorium, das fast die ganze Zeit des Baltischen Kursus in Anspruch nahm, ergaben sich Verhältnisse, die nicht nur den Erwartungen betreffs des Bålen-Sees als eines lehrreichen Übungsstoffes völlig entsprachen, sondern auch den kleinen Tümpel und seine Ufermoore als eine Lokalität von höchstem wissenschaftlichem Interesse entlarvten. Dies wurde noch weiter bestätigt durch die Arbeiten — im Felde und im Laboratorium — von den Stockholmer Studenten und den diesmaligen Gästen unseres Instituts, den Herren Dr. Leo Aario, Tavastehus, Fil. Mag. Erik Mohrén, Lund, und Forstkandidat Asbjörn Ording, Aas, im Herbste 1934. Nunmehr ist es zweifellos, dass eine erschöpfende Klarstellung der Entwicklungsgeschichte des Bålen-Sees eine erhebliche Verschärfung unseres Wissens auf dem Gebiete der geologischen Moorkunde und der vorzeitlichen Klimaforschung, ja sogar die Lösung gewisser diesbezüglicher Hauptprobleme bringen würde.

Die monographische Erforschung des Bålen-Sees wird aber nicht als eine einheitliche Untersuchung durchgeführt werden. Es liegt mir viel daran, die Erfahrungen, die dieser Arbeit zu entnehmen sind, meinen jetzigen und künftigen Schülern zugute kommen zu lassen. Deswegen werden unsere Bålen-See-Studien ihre bisherige Form von kürzeren, gelegentlichen Exkursionen mit nachfolgender Bearbeitung des bei jeder Gelegenheit gesammelten Materials beibehalten. In dieser Weise wird auch die Aufnahme der Stratigraphie um so gründlicher durchgeführt werden können, und wir werden schliesslich die Möglichkeit erhalten, die Lagerfolge und den Entwicklungsverlauf stereographisch darstellen zu können. Mehrere der Detailergebnisse, die schon herausgekommen sind, haben sich aber als zur freistehenden Veröffentlichung geeignet erwiesen. Derartige Spezialaufgaben werden den verschiedenen Teilnehmern der fortlaufenden Untersuchung anvertraut werden, um unter ihren Namen in dieser Zeitschrift als »Bålen-See-Studien» zu erscheinen. Da nun die ersten dieser Spezialmitteilungen vorliegen, möchte ich hier als eine Einführung in die Bålen-See-Geologie eine kurze Übersicht unseres Arbeitsfeldes geben.

Die Lage, die Schichtenfolge und das Pollendiagramm des Bålen-Beckens.

Der See Bålen liegt im Herzen des westlichen Teiles der Landschaft Södermanland, unweit der Eisenbahnstation Vingåker, und zwar am Fusse des Höhenzuges, der die Vingåker-Ebene nach Norden

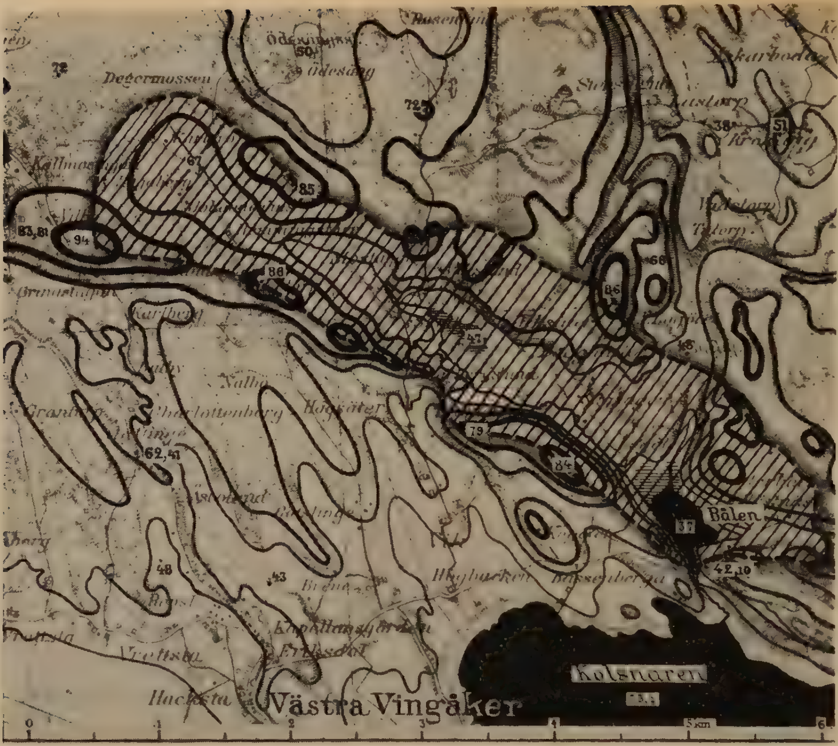


Fig. 1. Das Niederschlagsgebiet des Bålen-Sees (schraffiert). Höhenkurven mit 10 m Äquidistanz, nach oben zu immer gröber gezogen. Von Sten Florin nach dem topographischen Konzeptblatt im Massstabe 1 : 50 000.

zu begrenzt (s. Karte, Fig. 1). Wie aus der Karte zu ersehen, ist der See nur etwa 500 m lang, auf 37 m Meereshöhe gelegen, dicht an der Mündung eines Längstales, das in der Hauptrichtung der Anhöhe läuft. Dieses Tal bildet beinahe allein das sich in das Bålen-See-Becken entwässernde Niederschlagsgebiet und ist durch eine Reihe von Bergen, die bis 80—90 m emporragen, von der Ebene getrennt. An den noch offenen Bålen-See schliessen sich einige nunmehr zugewachsene Teile des Seebeckens an, von denen der grösste, im NW, von dem Hauptzufluss des Sees durchströmt wird. Der See selbst fliesst durch ein Bächlein zum See Kolsnaren in der Vingåker-Ebene ab.

Fig. 2 zeigt ein Querprofil durch die Entwässerungsrinne des Bålen-Sees, dicht bei ihrem Austritt (aufgenommen von Sten Florin während der Exkursion 1933). Die Rinne, die sich in Moräne und glazifluvialen Kies hineingeschnitten hat und an dieser Stelle insgesamt nur etwa 20 m breit ist, ist in neuerer Zeit künstlich vertieft. Der Querschnitt

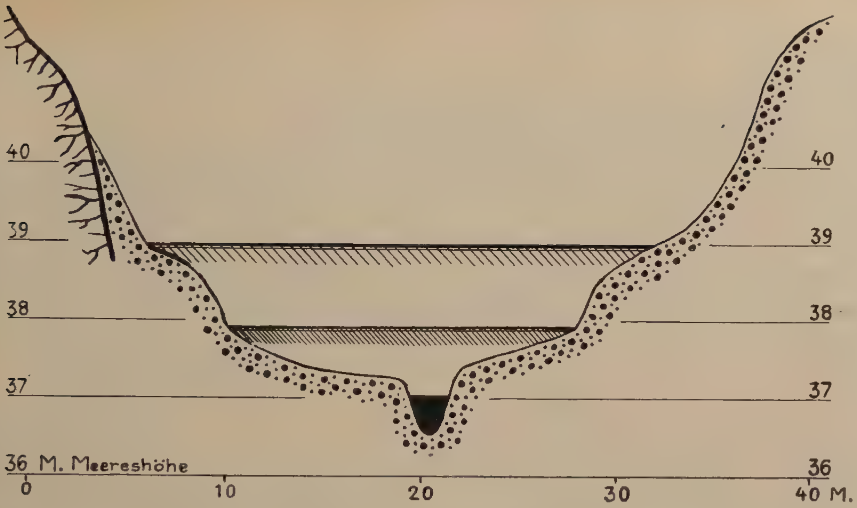


Fig. 2. Ein Querschnitt durch die Abflussrinne des Bålen-Sees. Schwarz = Wasser am 28. Sept. 1934. Darüber zwei älteren Hochwasserniveaus. Von Sten Florin vermessen.

weist aber zwei Terrassenstufen auf, von denen die untere, in 38 m Meereshöhe gelegen, die natürliche Wasserhöhe des Sees vor der Absenkung anzugeben scheint und die obere, in 39 m Höhe, ein älteres, wahrscheinlich das allerursprünglichste, Wasserniveau. Dieses Niveau dürfte als das Isolierungsniveau des Bålen-Beckens beim Zurückweichen der Ostsee zu betrachten sein. Da die Litorina-Grenze (LGII) in der Umgebung als in 58 m heutiger Meereshöhe liegend befunden worden ist, traf also die Umwandlung des Bålen-Beckens in einen Binnensee bei 67 % der negativen Uferverschiebung seit dem baltischen Litorina-Maximum, d. h. während des frühen Teils der Ganggräberzeit, ein.

Der allgemeine Schichtenwechsel des Bålen-See-Beckens (s. Fig. 3) fällt beim ersten Anblick nur dadurch auf, dass die Verlandungsstufe nur teilweise mit Torf ausgebildet ist. Innerhalb einer beträchtlichen Partie des nordwestlichen Ufermoores dehnt sich nämlich ein Delta des von NW herkommenden Baches aus, aus Sand, Lehm, Schwemmtorf und etwas Diatomeenerde zusammengesetzt. In der Torffazies findet man zuoberst eine stärkere oder schwächere Beimischung von Sand und Lehm, im übrigen aber die gemeine biogene Verwachsungslagerfolge von verschiedenen Sumpftorf- und Seetorfarten. Sowohl bei der Deltafazies als bei der Torffazies folgt unter den Verlandungsschichten eine ganz normale, nur hier und da etwas

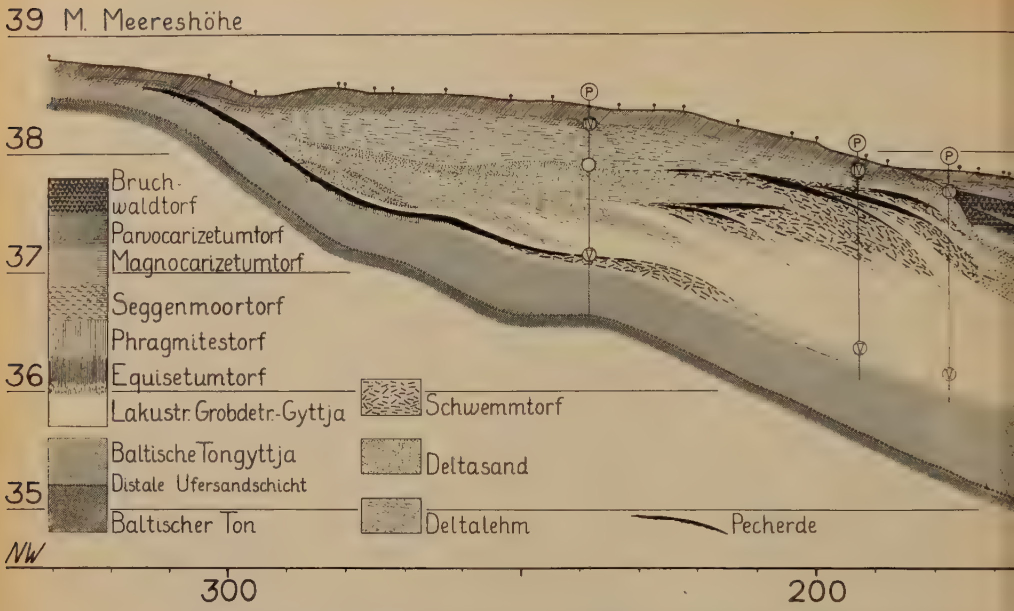
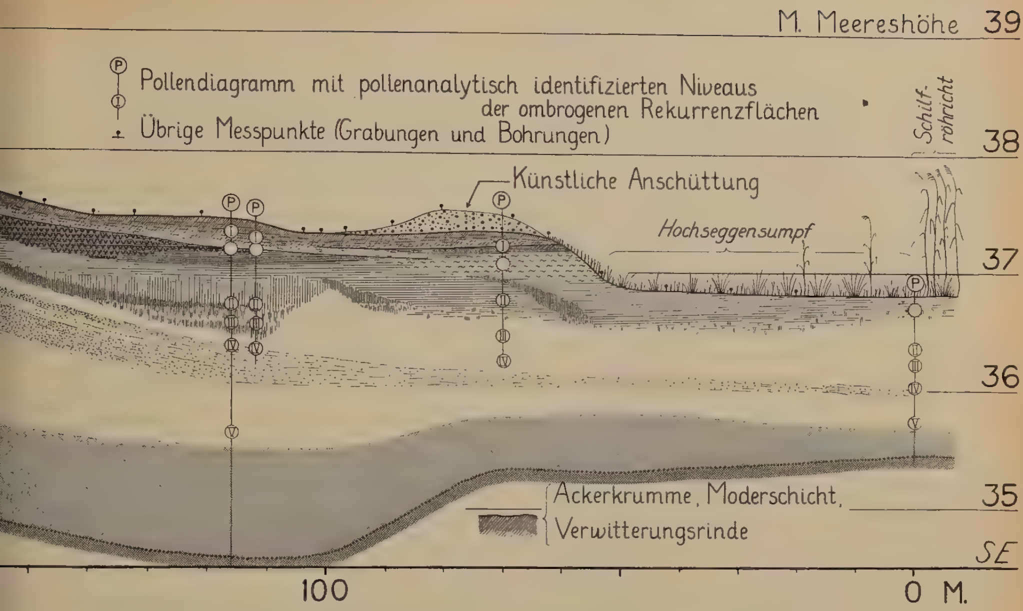


Fig. 3. Ein Profil durch den verlandeten Teil des Bålen-Beckens,
andere, zwischen RYV und RYIV, bzw. RYII und RYI, vorhanden. Von den
1933 36.8

sandige oder schwemmtorfhaltige, braune Grobdetritusgyttja, deren lakustrine Herkunft sich sofort durch das Vorkommen von *Nymphæa*, *Nuphar*, *Potamogeton*, *Trapa* und anderen Süsswasserfossilien kundgibt. Diese Gyttja wird, wie gewöhnlich, von einer grünlichen Tongyttja unterlagert, deren Tongehalt nach unten zu allmählich, aber etwas unregelmässig, zunimmt, sodass man stellenweise, namentlich ganz unten, einen beinahe gyttjafreien, weissgrauen oder schwach bläulichen Ton findet (vgl. Fig. 4). Dann kommt, wieder nach der Regel für solche Lokalitäten, eine ganz dünne Sandschicht — der distale Ufersand im Sinne HALDENS — und darunter schliesslich reiner, grauweisser Ton, auf tieferen Stufen bändertonstruiert und rötlich.

Zwar lassen sich sowohl im Delta als im Verlandungstorfe gewisse entwicklungsgeschichtliche Eigentümlichkeiten rein stratigraphisch erkennen. Es haftet ja aber jedem eingehenderen Dechiffrieren einer Lagerfolge, dem der Schichtenbau allein zugrunde liegt, ein gewisses Mass von Willkürlichkeit an. Im vorliegenden Falle hat auch die Erfahrung gelehrt, dass man ohne die Hilfe der Pollendiagramme kaum über das reine Tappen im Blinden hinausgelangt, und dies nicht


M. Meereshöhe
39
38
37
36
35
Pollendiagramm mit pollenanalytisch identifizierten Niveaus der ombrogenen Rekurrenzflächen
Übrige Messpunkte (Grabungen und Bohrungen)
Schilfröhricht
Künstliche Anschüttung
Hochseggensumpf
Ackerkrumme, Moderschicht,
Verwitterungsrinde
SE
100
0 M.

n jetzigen See. Neben den Rekurrenzflächen GRANLUNDS (RYI—V) sind zwei mern des Baltischen Kursus 1933 und jenem 1934 vermessen. Wasserhöhe 22. Sept. Okt. 1934 37.0 m.

nur was die Verlandungsstufen anbelangt, sondern beinahe ebensosehr betreffs der Sedimente des offenen Vorsees und der ehemaligen Meereslagune, in welchen jedoch keine besonderen Geheimnisse zu stecken scheinen.

Es liegen aus dem Bålen-See vorläufig acht Pollendiagramme vor, von den Teilnehmern der Kurse 1933 und 1934 ausgearbeitet und mit Probenintervallen, die nur ausnahmsweise fünf Zentimeter übersteigen. Von diesen Pollendiagrammen gebe ich hier (Fig. 4) nur eines, und zwar aus dem Punkte M. 116 des Profils Fig. 3, als das Normaldiagramm der Lokalität wieder. Der Typus ist jenem des »Bergslag-Diagramms» vollständig gleich, und meine Zoneneinteilung für die Gegend des Sveaälv (S. G. U. Ser. C. N:o 347) ist ohne weiteres zu verwenden. Ebenso erkennt man im Bålen-Diagramm ohne Schwierigkeit die pollenstatistischen Niveaus der ombrogenen Rekurrenzflächen GRANLUNDS (S. G. U. Ser. C. N:o 373). Letztere sind in das Diagramm Fig. 4 eingetragen worden. Es werden ausserdem zum Vergleich zwei Diagramme aus benachbarten Hochmooren nach GRANLUND wiedergegeben (Fig. 5 und 6).

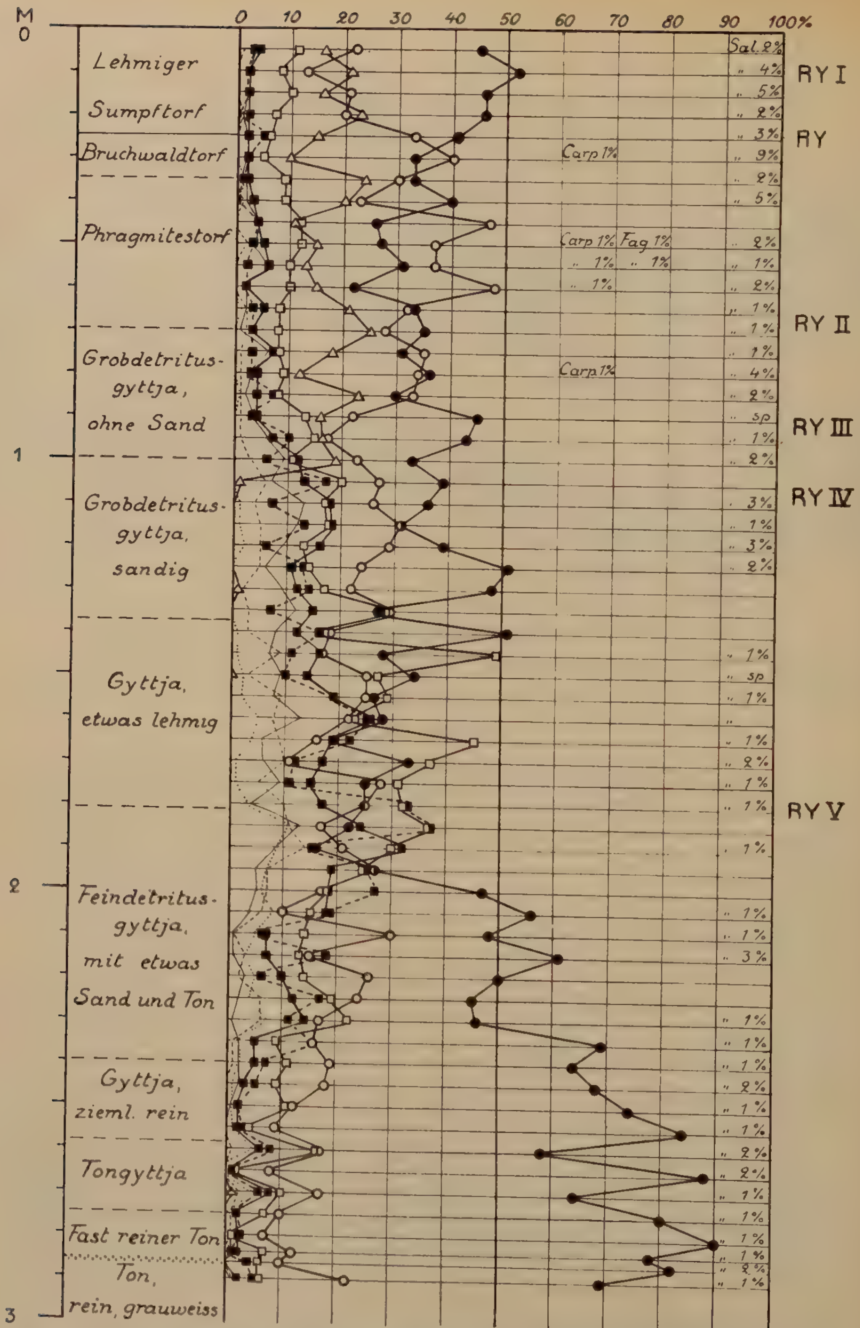


Fig. 4. Das vollständigste Pollendiagramm der Bålen-See-Ablagerungen (M. 116 in Fig. 3). Analysen von den Teilnehmern des Baltischen Kursus 1933.

Das baltische Stadium des Beckens.

Ein Blick auf den untersten Teil des Pollendiagramms bringt sofort eine Überraschung: der grösste Teil der Tongyttja oberhalb der distalen Ufersandschicht gehört der Zone V des Sveaälv-Diagramms an. Die sehr charakteristische Grenze zwischen den Zonen IV und V finden wir im Niveau 2.20—2.50 wieder, welches also der Zeit des baltischen Litorina-Maximums entspricht. Obwohl von vornherein anzunehmen wäre, dass die Tongyttja die ziemlich nahe bevorstehende Isolierung des Seebeckens anzeigt, obwohl die Meereshöhe Isolierung während der Ganggräberzeit indiziert, obwohl dies durch das Pollendiagramm bestätigt wird, und obwohl die Mächtigkeit der Tongyttja nur 2 bis 9 Dezimeter beträgt, ist die Sapropelsedimentation eines stillen Wassers nicht nur vor dem Litorina-Maximum, sondern sogar während der Ancylus-Zeit, und zwar kurz nach dem Ancylus-Maximum, begonnen. Zu demselben Schluss führt der Diatomeeninhalt der betreffenden Schichtenstufen. Dies wird von Gunnar Brander näher besprochen werden.

Die distalen Ufersandschichten entstanden, nach Halden (S. G. U. Ser. C. N:o 280), wenn die Gipfel der Anhöhen einer Gegend durch die Landhebung in die Zone der Wellenbewegung gebracht worden waren. Die normale Gipfelhöhe der Bålen-Gegend beträgt 80—85 m. Da die Höhe der Ancylus-Grenze auf rund 100 m geschätzt werden kann, und da das Gebiet damals und eine Zeitlang nachher gänzlich unter dem freien Wasserspiegel der Ostsee lag, ist es kaum zu verwundern, dass die Wellenwirkung sich so früh bemerkbar machte. Es ist auch natürlich, dass in der ausgeprägten, engen und tiefen Depression, in welcher der Bålen-See liegt, lange vor der schliesslichen Isolierung des Beckens so ruhige Verhältnisse entstanden sind, dass die Sapropelsedimentation überhandnehmen konnte. Die Beobachtungen, die Astrid Cleve-Euler zu ihrer eigenartigen Auffassung über den Verlauf der Niveauveränderungen Södermanlands geführt haben, dürften auf diesem Wege eine mehr befriedigende Erklärung finden.

Bezeichnungen der Pollendiagramme.

—○— *Betula.*
—●— *Pinus.*
—□— *Alnus.*
—■— Eichenmischwald.
—△— *Picea.*
- - -□- - - *Corylus.*
·········· *Ulmus.*
— — — — *Tilia.*
———— *Quercus.*

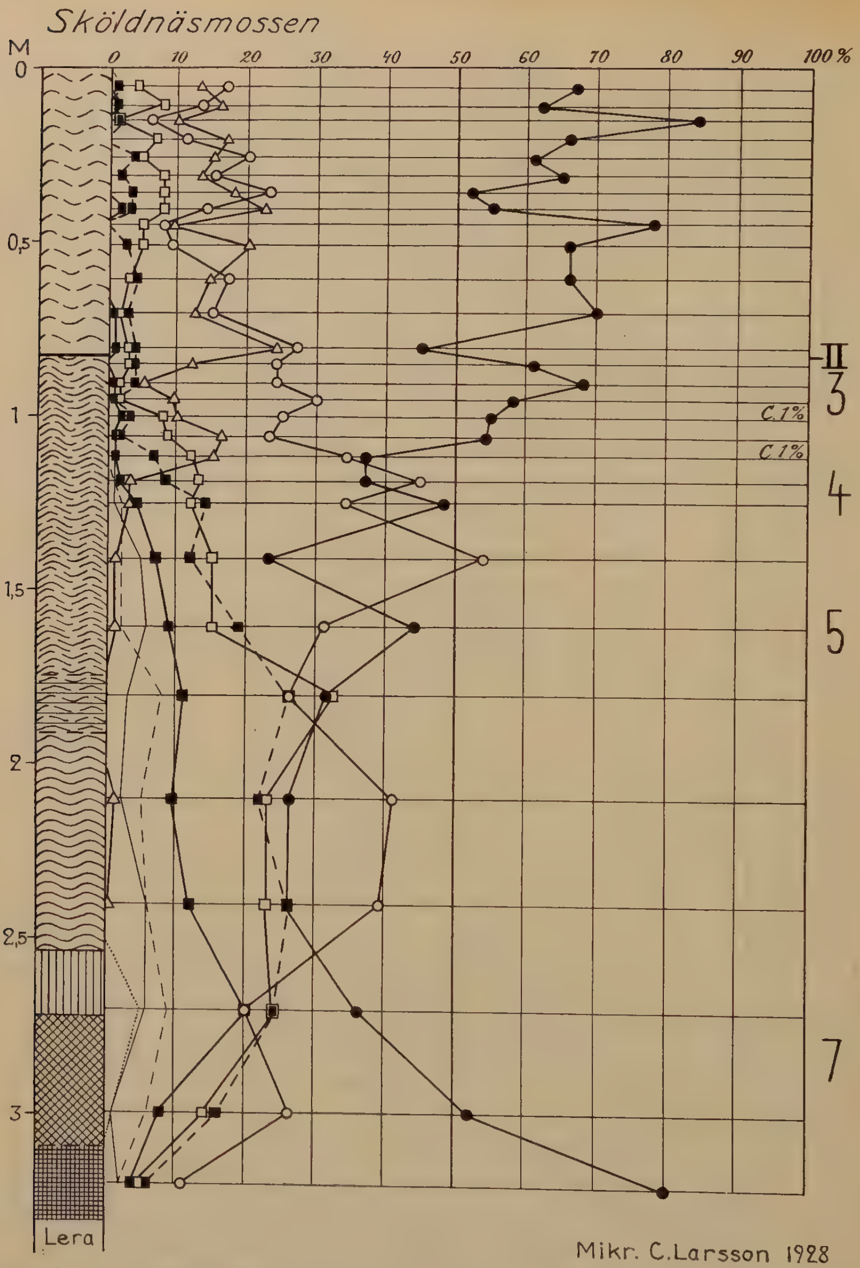


Fig. 5. Pollendiagramm eines Hochmoors c:a 30 Km ESE vom Bålen-See (Kirchsp. Skyllinge). Römische Ziffern bezeichnen die RY-Niveaus GRANLUNDS, arabische die dazwischenliegenden Zonen. Nach GRANLUND.

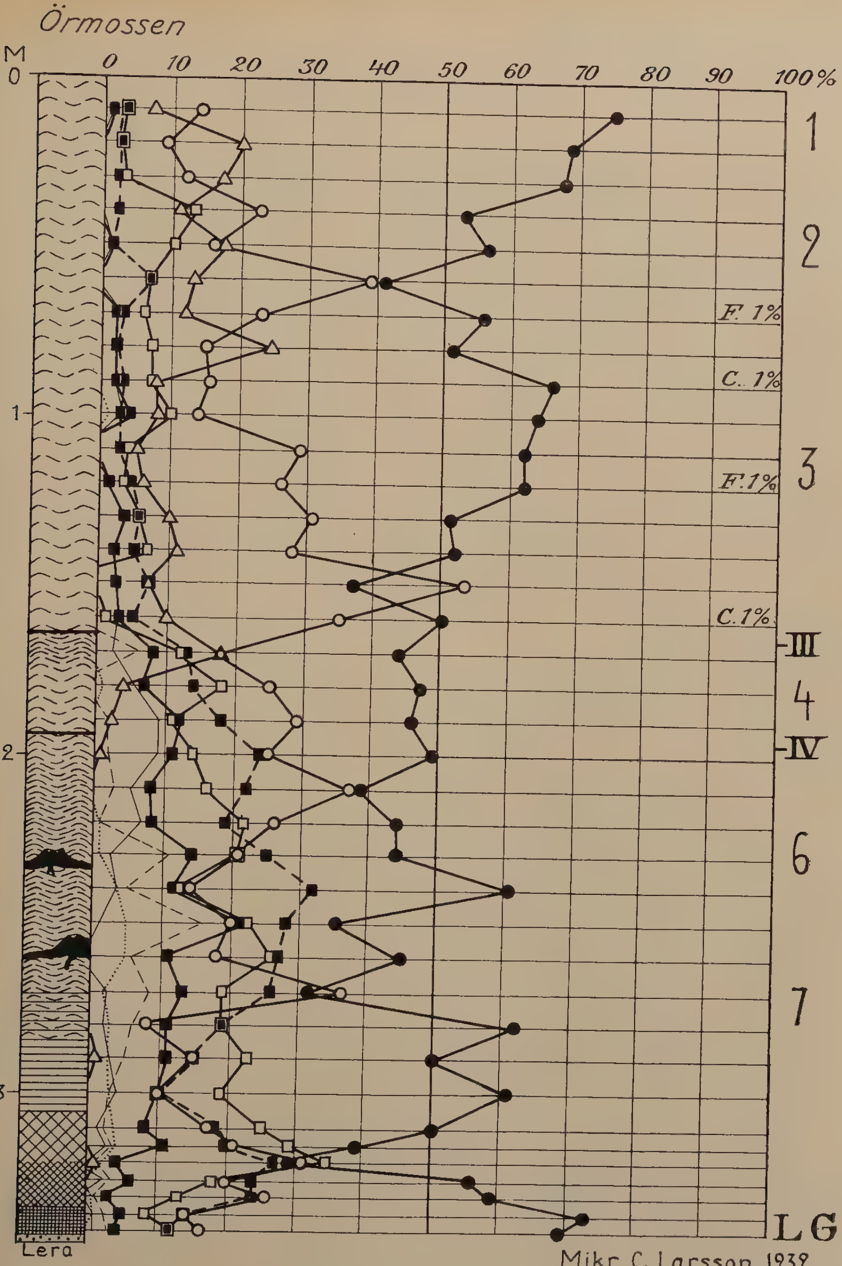


Fig. 6. Pollendiagramm eines Hochmoors c:a 20 Km NNE vom Bålen-See (Kirchsp. Julita). Zifferbezeichnungen wie im Fig. 5. Nach GRANLUND.

Der Bålen-Vorsee, seine Verlandung und die Schwankungen seiner Wasserhöhe.

Es dürfte für die künftigen Spezialmitteilungen zweckdienlich sein, wenn wir die Hauptzüge der supramarinen Entwicklung und namentlich des Verlandungsverlaufes schon hier ziemlich genau verfolgen. Die Schichtfläche der Isolierung liegt, wie aus der Diatomeensuccession hervorgeht (vgl. BRANDER, Bålen-See-Studien 2), am Übergang zwischen der grünlichen Tongyttja und der braunen Grobdetritusgyttja, d. h. im Diagramm Fig. 4 im Analysenniveau 1.90 m. Dicht unterhalb dieses Niveaus weist das Pollendiagramm ein markiertes Eichenmischwaldmaximum auf, und darüber folgen in diesem Diagramme noch zwei, in anderen Diagrammen drei Kulminationen, von denen die oberste (im Diagramm Fig. 4 im Niveau 1.10—1.15 m) dicht unterhalb der rationalen Fichtenpollengrenze liegt und sich demgemäss als der Schlussphase der Periode zwischen den Rekurrenzflächen RYIV und RYV GRANLUNDS angehörig erweist. Der Rekurrenzfläche RYV entspricht ebenso zweifellos das Niveau 1.80 m im Diagramm Fig. 4.

Sehen wir uns nun aber die Lage der Rekurrenzflächen RYIV und RYV durch das Profil Fig. 3 hin an, so finden wir zwar im rechten Teile des Profils die beiden Niveaus ungefähr in den zu erwartenden Tiefen wieder. Im linken Abschnitt — in der Deltafazies — reicht aber die Zwischenperiode zwischen RYV und RYIV fast bis zu der Oberfläche des ganzen dortigen Schichtenpackens hinauf. Mit anderen Worten: die Deltasedimentation brach hier an der Zeit der ombrogenen Rekurrenzfläche RYIV ab, und es hat hier in etwa 3 000 Jahren so gut wie keine Sedimentbildung stattgefunden.

Bevor wir die Erklärung dieses Sachverhältnisses suchen, wollen wir den allgemeinen Schichtenbau des Deltas ein wenig betrachten. Links, im proximalen Teile des Deltakörpers, liegen die Schichten beinahe waagerecht. Gegen die Mitte des Profils hin beginnen sie aber je nach der Altersfolge immer schräger seewärts abzufallen. Insofern weist das Bålen-Profil nur das gemeine Bild eines Deltalängenschnittes auf, mit einer Ablagerungsfront, die sich in distaler Richtung hin immer weiter vorgeschoben hat. Besonders in dem Bau der Frontalbildungen sind aber Sonderzüge zu bemerken, die eine ausgeprägte Zyklizität des Wachstums des Deltas zu erkennen geben. Man sieht dort eine regelmässig wiederholte Wechsellagerung von Gyttja, Lehm, Schwemmtorf und Sand. Jeder der einzelnen Schichtenpacken beginnt zuunterst mit Gyttja oder Lehm und endigt mit sandigem Schwemmtorf in einer Weise, die seichteres Wasser indiziert. Manchmal sind diese obersten Schichten des Packens tief schwarzgefärbt. Der Packen ist oberflächlich durch Doppleritimprägnation in Pecherde umgewandelt. Dies deutet eine Sumpfbodenfläche an, die wenigstens zeitweilig über dem Wasserspiegel gelegen hat, und auf welche sich transgressive, limnische Gyttja oder Lehm gelagert hat.

Unter diesen semiterrestrischen Schichtflächen springt jene ganz besonders in die Augen, die, streckenweise mit Gyttja bedeckt, von um M. 220 ab den linken Teil des Profils wenig oberhalb des Isolierungsniveaus durchzieht. Die ausgeprägte Pecherdeschicht, die die proximale Partie dieser Fläche bekleidet, löst sich distal in Schwemmtorf auf, dessen litoraler Charakter seinerseits sich allmählich in die normale Grobdetritusgyttja des Vorsees abtönt. Ein Pollendiagramm, M. 238, ergibt die Gleichzeitigkeit dieser Fläche mit der Rekurrenzfläche RYV der südschwedischen Hochmoore. Zweifellos liegt in der Wasserstandserhöhung des Bålen-Sees, die hier abzulesen ist, eine hydrographische Reaktion derselben Verfeuchtung des Klimas vor, die in dem Wiederanfangen der ombrogenen Torfbildung zu direktem Ausdruck kommt.

Aus pollenanalytischen Zeitbestimmungen an den Punkten M. 116, M. 178, M. 192 und M. 238 geht hervor, dass die stark abfallende Grenzfläche des sandigen Schichtenkomplexes gegen die jüngeren Verlandungsschichten der südöstlichen Hälfte des Vorsees hin die distale Fortsetzung der noch freigebliebenen Deltaoberfläche bildet, und dass diese einheitliche Sedimentationsfläche — die jüngste des nordwestlichen Teiles unseres Profils — zeitlich der ombrogenen RYIV entspricht. Unten wird auch nachgewiesen werden, dass dieses Aufhören der Deltasedimentation innerhalb dieses Teiles des Beckens als eine Wirkung der damaligen Humiditätssteigerung betrachtet werden muss.

Zwischen dem RYV- und dem RYIV-Horizont registriert aber das Bålen-Delta noch andere hydrographische Fluktuationen, u. a. eine ziemlich starke, deren Wirkungen sich durch das ganze Delta hin verspüren lässt. Proximal bemerkt man davon nur einen jähen Sprung der Körnergrösse des Materials, von ziemlich grobem Sand (unten) zu Lehm (oben). Jener fällt wegen seiner starken Eisenschüssigkeit besonders in die Augen. Distal tritt aber Pecherde an der Grenzfläche auf und, wo das Abfallen seewärts beginnt, auch Schwemmtorf und darüber eine Deckschicht von Gyttja. Die Ausbildung dieses Oszillationskomplexes steht jener von RYIV und RYV an Stärke wenig nach. Weder die Schwankung des Wasserstandes, die diese Schichtfläche registriert, noch die von RYIV haben sich aber kontinuierlich entwickelt. Sowohl das Herabsinken als das Steigen des Wassers war dem Lagerwechsel nach durch wiederholte Verschiebungen in entgegengesetzten Richtung mehrmals unterbrochen. Die Pecherdehorizonte lösen sich seewärts fächerartig in Teilschichten auf, zwischen die sich keilförmige Schichtenkomplexe von Schwemmtorf und Gyttja hineinschieben. Eine entsprechende Wechsellagerung von Gyttja, Lehm und Sand kommt auch oberhalb RYV vor, und die Terrassenabstufung des RYIV-Deltas, die das Profil Fig. 3 aufweist, dürfte ebenso auf kleinere Oszillationen zurückzuführen sein. Augenscheinlich ist die Wasserhöhe des Bålen-Sees einer Menge von wiederholten Schwankungen unterworfen gewesen, unter welchen jene von RYV und RYIV, sowie die dazwischenliegende, die stärkeren waren. Bei diesen Stufen lässt sich ein Gang der Entwicklung ahnen, wo der tatsächliche Verlauf aus interferierenden Fluktuationsperioden von verschiedener Länge und Schwingungsgrösse resultierte. Wir werden auch finden, dass ein ganz ähnlicher Entwicklungstypus die jüngeren Stufen kennzeichnet, und ausserdem, dass der gesamte Schichtenbau der Bålen-See-Ablagerungen eine Klimawelle von noch höherer Grössenordnung als diejenigen der RY-Fluktuationen andeutet.

In der südöstlichen Hälfte unseres Profils, wo biogene Sedimentanlagerung gewöhnlicher Art die Verlandungsprozesse beherrscht, kommt die Deltabildung vor RYIV nur in einer seewärts immer schwächeren minerogenen Beimischung der Grobdetritusgyttja der betreffenden Niveaus zum Vorschein. Die Pollendiagramme M. 0 und M. 116 knüpfen diese sandigen Lagerstufen mit dem westlichen Hauptteil des Deltas zusammen. Von M. 60 bis M. 170 hat die Verlandung des Sees durch *Phragmiteta*, *Equiseteta* und auf sie folgende *Magnocariceta* in der Zeit von GRANLUNDS RYIII—RYII stattgefunden, und im Sumpftorfe, der durchschnittlich nur etwa 70 Zentimeter mächtig ist, liegen drei deutliche Trockenhorizonte vor, die den Pollendiagrammen nach dem Zeitabschnitt der ombrogenen Niveaus RYII—RYI äquivalieren. Der untere ist nur im westlichsten Teil des Sumpftorfgebietes sichtbar und besteht dort aus einem Bruchtorfstreifen, von Magnocaricetumtorf bedeckt. Der mittlere durchläuft als ein zusammenhängender Horizont von Waldmoder, Bruchtorf und Parvocaricetumtorf fast den ganzen Torfaufschluss. Nächst zu dem heutigen Bålen-See löst er sich aber auf und wird von einem ähnlichen, aber jüngeren Niveau ersetzt. Dieses entspricht dem RYI GRANLUNDS, und jenes schiebt sich den Pollendiagrammen nach als eine neue Rekurrenzfläche zwischen RYII und RYI hinein, die nach den archäologischen Datierungen des gesamten mittelschwedischen Diagrammenmaterials in die Zeit um 700—800 n. Chr. gehören dürfte. Diese beiden Rekurrenzniveaus bilden zusammen den augenfälligsten

»Grenzhorizont» normaler Art, den das Profil aufzuweisen hat, und wenn keine Pollendiagramme uns zurechthülfen, würde dieser sicherlich als ein guter »subboreal-subatlantischer Kontakt» aufgefasst worden. In Wirklichkeit stammt aber dieses Grenzhorizontenkomplex des Bålen-Sees zum Teli aus der jüngeren Eisenzeit, zum Teil aus dem Mittelalter her.

Das Hangende dieser beiden RY-Flächen besteht aus einer nur etwa 20 Zentimeter mächtigen Sumpftorfschicht, die aber so stark mit Sand und Lehm vermengt ist, dass sie streckenweise eher als Schwemmton denn als Torf bezeichnet werden sollte. Wir begegnen hier wieder einer Deltabildung, aber nur in marginaler Fazies. Der Hauptteil dieses jüngeren Deltas ist irgendwo neben unserem Profilschnitt zu suchen. Trotz ihrer schwachen Ausbildung weist aber auch diese Deltaschicht an ihrer Oberfläche ebendieselbe Terrassengestaltung auf, die wir an der RYIV-Fläche fanden, und auch der Artwechsel des unterliegenden Torfes, obschon in diesem Profil ziemlich wirr, deutet auf kleinere Schwankungen der Wasserführung und der Bodenfeuchtigkeit hin. Bis in die Jetztzeit hinein erkennen wir dasselbe Grundthema des Entwicklungsganges, das uns das ältere Bålen-Delta entschleierte.

Die Deltaoberfläche der südöstlichen Profilhälfte liegt etwas oberhalb des 37 m-Niveaus, und die dortige Deltaschicht keilt dicht unterhalb des 38 m-Niveaus aus. Das ältere Delta reicht rund 1 Meter höher. Der limnotelmatische Kontakt des normal zugewachsenen Gebietes schwankt um das 36.5 m-Niveau herum. Die Gyttjakeile im Westen reichen bis etwa 37.5 m hinauf. Unzweideutig ist die Verschiedenartigkeit zwischen den beiden Hälften unseres Profils durch eine allgemeine Absenkung des Bålen-See-Wassers bedingt, die das durchschnittliche Niedrigwasserniveau von etwa 37.5 m auf etwa 36.5 m und das Hochwasserniveau von etwa 39 m auf etwa 38 m erniedrigte. Dementsprechend ergaben sich in der Abflussrinne (Fig. 2) zwei Terrassenstufen, bei 39 m bzw. 38 m, jede zweifelsohne ein säkulares Hochwasserniveau bezeichnend. Die Zeitstufe, wo diese durchgreifende und andauernde Umlegung der ganzen Hydrographie des Bålen-Sees stattgefunden haben muss, lässt sich in unserem Profil scharf abgrenzen, und zwar nach RYIV, wo die ältere Deltasedimentation aufhörte, aber vor RYIII, oder jedenfalls RYII, wo das Verwachsungsniveau schon seine spätere Höhenlage eingenommen hatte. Auch die wahrscheinliche Erklärung ergibt sich bei wiederholter Erwägung des gesamten stratigraphischen Bildes.

Schon aus den Pulsationen der ombrogenen Torfbildung konnte Granlund darauf schliessen, dass der langdauernde Durchschnitt der Humidität bis in die Periode zwischen RYIII und RYII sich schrittweise gesteigert hätte. Zu einem entsprechenden Schluss führt das ältere Bålen-Delta, obschon die dortige Entwicklung mit RYIV zu Ende war. Von RYV ab reichen nämlich die Gyttjakeile der wasserreicheren Epochen zu immer grösserer Höhe hinauf. Die älteren endigen in etwa 37.5 m, die jüngsten, die der RYIV-Zeit angehören, in fast 38 m Höhe. Eine allmähliche Emporhebung gleicher Art zeigen die Pecherdestreifen und die Schwemmtorfschichten, die supraaquatische Uferzonen der Trockenstufen angeben. Die Kleinschwankungen der Inundation pendelten während der ganzen Zeit des älteren Bålen-Deltas um ein immer höheres Mittelniveau herum. Die Wasserführung des Bålen-Beckens nahm mit jeder humiden Periode immer weiter zu, bis sie, nach der Trockenphase von RYIV, gross genug geworden war, um die Erosion des Abflusses so zu intensivieren, dass ein wesentlich stärkerer Ablauf zustande gebracht wurde. Sogar der »Fimbulwinter» SERNANDERS — die humide Stufe zwischen RYIII und RYII — vermochte nicht das Wasser auf die Normalhöhe vor RYIV zu bringen.

Das Ziel der Bålen-See-Studien.

Für die klimageschichtliche Forschung gilt es nunmehr vor allem, die Konstanten der ehemaligen Klimakurve zu finden. Die obige Rekonstruktion der paläohydrographischen Entwicklung des Bålen-Sees hat in gewissen Hinsichten eine nicht unbeträchtliche Linienfestheit erreichen können. Schon durch das eine gegenwärtig vorliegende Profil wird es festgestellt, dass derartige säkulare Veränderungen des Klimas, die man vor allem aus der Stratigraphie der Hochmoore hat herauslesen können, in den Bålen-See-Ablagerungen am empfindlichsten registriert worden sind, und sogar in einer Ausdehnung und mit einer Schärfe, wie es auch bei den meisten bisher untersuchten Hochmooren kaum der Fall ist. Dies ist der wichtigste Grund, weshalb ich beabsichtige, die Bålen-See-Studien noch weiter fortzuführen, und hoffe, dass sie es schliesslich ermöglichen werden, die exakte säkulare Niederschlagskurve der Gegend für die letzten 4000 bis 5000 Jahre zu berechnen.

Um dieses Endziel zu erreichen, muss man selbstverständlich einerseits für die ehemaligen Wasserstände und ihre grösseren und kleineren Schwankungen genaue zeitliche und metrische Zahlen erbringen, andererseits die Korrelation zwischen der Wasserhöhe des Sees, der Wassermenge des Ablaufes und den Wechselungen der Niederschläge im Zuflussgebiete feststellen.

Um den jetzigen Wasserhaushalt kennen zu lernen, hat die staatliche Anstalt für Meteorologie und Hydrographie mit gewohntem Entgegenkommen versprochen, die nötigen Beobachtungsstationen — d. h. einen Pegel an der Ausflussstelle des Ablaufes und eine Niederschlagsstation in der Mitte des Zuflussgebietes — einzurichten. Die erforderlichen Messungen der Wassermenge werden von den geographischen Studenten der Stockholms Högskola als Übungen ausgeführt werden.

Die stratigraphische Aufnahme darf sich selbstverständlich nicht auf ein einziges Profil beschränken. Eine Hauptbedingung für das Zustandekommen der gewünschten, genauen Bestimmungen der alten Wasserhöhen, sowie auch für die vollständige Ermittelung und Datierung sämtlicher Wasserschwankungen, ist ein Netz von Schnittlinien mit zugehörigen Pollendiagrammen und mit so engen Maschen, dass jedes Niveau der verschiedenen Schichtenkomplexe vollständig vermessen wird. Wie schon gesagt, wird diese Arbeit unter meiner Leitung von meinen Schülern ausgeführt werden. Ein Glied davon wird auch die topographische Aufnahme des Seebeckens mit seinen Uferlinien, seiner Bodenkonfiguration usw. sein. Überhaupt wird es für uns gelten, die Beobachtungsunterlage des künftigen paläoklimatischen Kalkuls so zuverlässig wie möglich zu machen, und die vielen störenden Faktoren so kennenzulernen, dass sie bemeistert werden können.

Bis diese Hauptaufgabe unserer Arbeiten am Bålen-See gelöst worden ist, werden die »Bålen-See-Studien» sich darauf beschränken, die Nebenerscheinungen, die durch das wachsende Beobachtungsmaterial beleuchtet werden, wie das stratigraphische Auftreten wichtiger Mikro- und Makrofossilien, den Fazieswechsel der Sedimentbildung, die Einflüsse der Sedimentationsmilieus auf die lokale Ausbildung der Pollenspektra usw., auseinanderzulegen.

Bålen-See-Studien

des Geologischen Instituts der Stockholms Högskola.

2.

Die baltische Diatomeen-Succession des Bålen-Beckens.

Von

G. Brander, Helsingfors.

(Manuskr. eingegangen $^{27}/_{3}$ 1935.)

An anderer Stelle dieses Heftes der »Geologiska Föreningens i Stockholm förhandlingar» — Bålen-See-Studien 1 — berichtet Prof. Lennart von Post über das Zustandekommen, den Zweck und den Fortgang der von ihm geleiteten Bålen-Untersuchung (9). Diese Untersuchung wurde mit der Arbeit, welche der während des Herbstsemesters 1933 in Stockholm unter v. Posts Leitung tätige sog. »Baltische Kursus für Quartärgeologie» ausführte, eröffnet. Dem Verfasser des vorliegenden Aufsatzes, einem der Teilnehmer des Kursus, fiel hierbei u. a. die Spezialaufgabe des näheren Studiums der Diatomeen in den Bålen-Ablagerungen zu, eine Untersuchung, deren Ergebnisse hiermit vorgelegt werden.

In seinem einleitenden Aufsatz gibt v. Post zugleich einige orientierende Angaben über Lage und Topographie des Untersuchungsgebiets sowie Auskunft über die Stratigraphie der Sedimente. Um eine besondere Verwertung dies meines Beitrages zu ermöglichen, sehe ich mich genötigt, einige seiner Angaben hier zu wiederholen, jedoch nur die für's richtige Verständnis der Diatomeen-Folge unerlässlichsten. In allem Übrigen verweise ich auf den Aufsatz von v. Post.

Der etwa $^{1}/_{2}$ km lange Bålen-See ist in der mittelschwedischen Landschaft Södermanland, unweit der Eisenbahnstation Vingåker, in 37 m (urspr. 39 m) Meereshöhe belegen. Fast rundum ist der kleine See von bis etwa 85 m ü. d. M. sich erhebenden Bergen umgeben; demzufolge macht das Seebecken ein kleines geschlossenes Niederschlagsgebiet für sich aus. Die Zuflüsse des Sees bestehen aus einigen von den Randgebirgen herabströmenden unbedeutenden Bächlein; der Abfluss geschieht durch ein ebenso kleines Bächlein zu dem unfern belegenen, grösseren See Kolsnaren auf der Vingåker-Ebene. Der Abflusspass ist tief und eng; hier, sowie in den erwähnten Terrainverhältnissen ist die Ursache zu dem merklichen Umstand zu finden, dass im Bålen-Becken so lange Zeit stille Strömungsverhältnisse des Wassers vorgeherrscht haben, ruhig genug, um das Absetzen gyttjaführender Sedimente von der Anzylus-Zeit an zugestatten (vgl. Fig. 1). — Die Anzylus-Grenze der Gegend liegt in etwa 100 m, die Litorina-Grenze in 58 m Meereshöhe.

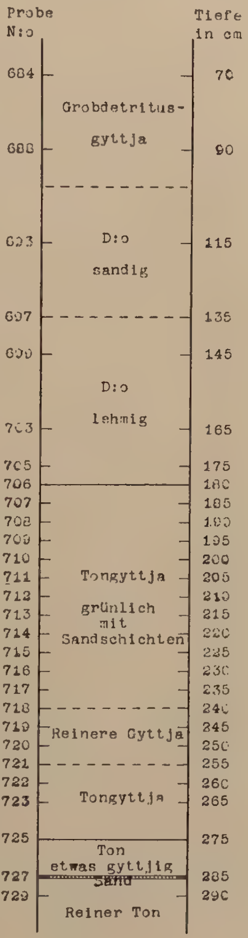


Fig. 1.

Vielleicht wird es einem oder dem anderen der Leser scheinen, als ob die vorliegende Darstellung umständlich sei, als ob das Referieren einiger üblicher Methoden, theoretischer Erwägungen und schon gut bekannter Grundbegriffe unbeschadet hätte ausgeschlossen werden können. Ich gebe dies zu, möchte aber anderseits hervorheben, dass ich die mir jetzt dargebotene günstige Gelegenheit habe ergreifen wollen, um ein wenig Propaganda für eine allgemeinere Verwendung der Diatomeen in der Quartärgeologie zu machen. Die gebotene Gelegenheit habe ich als um so wertvoller befunden, als die meisten der jungen Forscher aus verschiedenen Ländern, die zum »Baltischen Kursus» versammelt waren, damals ihre erste Bekanntschaft mit den Diatomeen machten. Ist der vorliegende Aufsatz auch nur einigermassen im Stande, die Einsicht von der grossen Bedeutung derartiger Untersuchungen zu fördern und tieferes Interesse für diesen bisher leider so vernachlässigten Forschungszweig zu erwecken, so ist die Ausfürlichkeit desselben nicht vergeblich gewesen. Dieser mein Beitrag zur Bålen-Untersuchung ist, obwohl auch einige positive Ergebnisse darin dargelegt werden, doch in erster Linie als ein Beispiel für eine Art der Verwendung der Diatomeen aufzufassen.

Ich möchte hier die Gelegenheit wahrnehmen, dem »Komitée zur Beförderung der kulturellen baltischen Zusammenarbeit» für die mich so ehrenvolle, von einem Stipendium begleitete Einladung, als finnländischer Repräsentant an dem Kursus teil zu nehmen, dem Leiter und den übrigen Lehrern des Kursus für die gebotene wertvolle Erweiterung an Wissen, sowie meinen Mitteilnehmern für gute Kameradschaft meinen herzlichsten Dank aussprechen.

Die Diatomeenflora der Bålen-Sedimente.

Unter den am Strande des Bålen-Sees aufgenommenen Bohrprofilen ist dasjenige mit der Bezeichnung M. 116 für die Diatomeenanalyse ausgewählt worden, also dasselbe, dessen Polleninhalt v. Post als ein Normaldiagramm des Untersuchungsgebiets veröffentlicht (9). Nebenstehende Figur 1 zeigt die Schichtenfolge des Profils, und enthält Angaben über diejenigen Niveaus, von denen die untersuchten Proben herstammen.

Das nächste Resultat der Diatomeenanalyse ergibt sich aus nachstehendem Verzeichnis, Tabelle I. Die Frequenzziffern der verschiedenen Formen geben Prozente der in den resp. Präparaten rechneten Totalsumme der Diatomeen an. Alle bestimmbaren Schalen sind mit in Betracht gezogen worden. Das Pluszeichen bedeutet eine Frequenz von unter $^1/_2$ %.

Schon eine oberflächliche Durchsicht des Verzeichnisses lässt den in gewissen Niveaus stattfindenden, mehr oder weniger deutlichen Assoziationswechsel erkennen. Die Grenzniveaus, die in der Tabelle durch fetter gedruckte Linien bezeichnet sind, haben folgende Bedeutung: Die Linie zwischen den Proben N:ris 720 und 719 gibt die Braunii-Grenze an, die zwischen 718 und 717 die Clypeus-Grenze, die zwischen 710 und 709 den Eintritt des Lagunenstadiums und die Linie zwischen 709 und 708 endlich den Isolierungskontakt. Diese Grenzlinien halten also die folgenden Entwicklungsphasen auseinander: Die Anzylus-Stufe, zwei Litorina-Stufen, die Lagunenstufe und die Kleinseestufe des isolierten Bålen-Sees.

Tab. I. Generelles Diatomeenverzeichnis.

	729	727	725	723	722	721	720	719	718	717	716	715	714	713	712	711	710	709	708	707
Achnantes brevipes Ag. v. *intermedia* (Ktz.) Cl.															+	+	+			
übrige[1]					1	1		1												3
Amphora commutata Grun.									+		+	+						+		+
macilenta Greg. v. *typica* Cl.												+								
mexicana A. S. v. *major* A. Cl.											+				+		+	+	+	
ovalis Ktz.	3	3	3	4	2	2	2	2	1	1	1	+		+	+	+	+			
v. *libyca* (E.) Cl.	2	3	2	2	1	4	3	1	1	+		+	+	+		1	+		+	
v. *pediculus* Ktz.	2	2	1	2	2	2	1		+					+	+					
perpusilla Grun.	+		+	+	+	+	2	1	+											

	729	727	725	723	722	721	720	719	718	717	716	715	714	713	712	711	710	709	708	707
Anomoeoneis polygramma (E.) et *sculpta* (E.)											+				+		1	4	1	+
Asterionella formosa Hass.																4				
Caloneis amphisbaena (Bory) Cl.																		+		
bacillum? (Grun.) Mereschk.				+	+	+	+	+		+				+	1		1			
formosa Greg. v. *holmiensis* Cl.																	1	10	1	
latiuscula (Ktz.) Cl.	1		+	+		+	+	+	+							+				
v. *subholstei* Hust.									+											
obtusa (W. Sm.) Cl.		1	+																	
Schumanniana (Grun.) Cl. cum v. *biconstricta* Grun.			+	+	+	+	+	1	+	+										
silicula (E.) Cl.	+								1									+		
Campylodiscus bicostatus W. Sm.											1	1	1				+			
clypeus E.										2	2	2	+	1	1	1	2	12	2	+
echeneis E.										+	2	3	2	3	3	2	2	1	+	+
hibernicus E.	2	1	3	1	1	1	1	1	1	+					+					
noricus E.	2	2	1	1	1	1	1	+	+						+					
Chaetoceros sp. (Sporen)													+	+						
Cocconeis diminuta Pant.	+		1	+	+		+	1	1											
disculus Schum.	+			+		1	+													
pediculus E.				+	+	+		1	1	+	+	+	+		+		+			
placentula (E.) cum. varr. *euglypta* (E.) Cl., *intermedia* Hér. & Perag. et *lineata* (E.) Cl.							+	3	2	1		1		1	+	1		+		
scutellum E.																	1			
Cyclotella bodanica Eulenst.						+									+					
comta (E.) Ktz.		1	+	+	+	+		1	1	1				+		1	+			
Kützingiana Thw. cum v. *Schumanni* Grun.			+	+	+	+	+	+	+					+	+			1		
Cymatopleura elliptica (Bréb.) W. Sm. cum varr. *constricta* Grun. et *nobilis* Hantzsch	+	2	+	+	+	1	+	+	1	+				+	+	+	+	+	+	+
solea (Bréb.) W. Sm. v. *albaregiensis* Pant.			+					+	+	+								+	+	+
v. *apiculata* (W. Sm.) Ralfs								+												
Cymbella aspera (E.) Cl.	+		+	+	+	+	+	+	+	+				+		+			+	
affinis Ktz.																			+	
cistula (Hempr.) Grun.				+	+	+		+	+						+	+		+	+	+
v. *maculata* (Ktz.) V. H.					+		+	+												
cuspidata Ktz.																			+	
Ehrenbergii Ktz.			+	+	+	+	2	+			+		+	+			+	4	6	+
helvetica Ktz.			+	+	+	+	+	1	+	+										
hybrida Grun.					+															
lacustris (Ag.) Cl.			+	1	+	+	+	+	1	+										
lanceolata (E.) V. H.					+	1	1		1	+	+				+			+	+	
leptoceras Grun.							+	+												
parva (W. Sm.) Cl.	+		1	1	1	+	+	1	2	1	+		+	+	1	1	+		+	1
prostrata (Berk.) Cl.			1	+		+														
sinuata Greg.			+	+	+	+	+		+						+					
turgida (Greg.) Cl.								+										+	1	
Diploneis borealis (Grun.)												1		+	+					
duplopunctata Font.	1		+	1	+	+														
coffaeiformis? A. S.																	2			
decipiens A. Cl.								+				+	1	3	3		1			
didyma (E.) Cl.																	+			
domblittensis (Grun.) Cl. cum v. *subconstricta* A. Cl.	11	13	10	2	6	3	4	1						+	1					
elliptica (Ktz.) Cl. cum v. *ladogensis* Cl.			+	2	2	2	2	1		+										

	729	727	725	723	722	721	720	719	718	717	716	715	714	713	712	711	710	709	708	707
Diploneis incurvata Grev.																	+			
interrupta (Ktz.) Cl.											+	+	+	+	+		+			
Mauleri (Brun) Cl.	7	1	8	9	6	5	7													
Smithii (Bréb.) cum v. *rhombica* A. Cl.								+	+	1	3	12	9	8	11	2	5		+	
Epithemia argus Ktz. cum varr. *alpestris* Grun. et *longicornis* Grun. et *E. Mülleri* Fricke	3	5	4	7	8	9	15	26	45	63	68	40	18	18	16	7	9		2	1
cistula E. et *sorex* Ktz.	3	1	10	11	20	15	19	11	9	4	6	3	4	8	5	3	3	1	+	1
Hyndmanni W. Sm.	2	3	1	2	1	3	1	1	3	1	+	+		1	3	1				
intermedia Fricke	+		+		+	2	+	+	1	+	+	+					1	+		
turgida (E.) Ktz. cum v. *granulata* (E.) Grun.	1		2	4	2	4	5	2	1	3	5	3	5	7	14	13	16	1	+	+
v. *Westermannii* Ktz.		1	1	1	+		+	+		+	1	4	5	3	2	7	10		+	
zebra (E.) Ktz. cum varr. *porcellus* (Ktz.) Grun. et *saxonica* (Ktz.) Grun.	4		7	5	8	9	12	1	1	2	1	6	3	4	4	1	3	13	10	2
Eucocconeis flexella Ktz.			+			+														
Eunotia Clevei Grun.	+		+	+	+	+		+						+						
übrige[2]	+		+				+		1								+	+	1	1
Fragilaria sämtliche[3]	3	1	2	3	2	1		5	1	1	2	8		1	+	4	11	6	32	64
Gomphocymbella ancyli (Cl.) Hust.	1		+	1	1	1		1												
Gomphonema sämtliche[4]	+			+	+	+	+	2	2	1		+	+	1	1	1		+	2	
Grammatophora oceanica E.					+											2	6			
Gyrosigma acuminatum (Ktz.) Rabh																		14	7	1
v. *gallica* Grun.																	+	9	9	1
attenuatum (Ktz.) Rabh.	10	30	7	8	8	7	4	2	1	1		+	+	1	1	1	+		+	
distortum (W. Sm.) Cl. v. *Parkeri* Harrisson								+	+											
Kützingii (Grun.) Cl.	2		4	5	1	+	+	+	+											
Spencerii (W. Sm.) Cl. v. *nodifera* Grun.	5		7	6	2	2	1	+												
strigile (W. Sm.)																		+		
Mastogloia baltica Grun.								+	+	+	+	1		+	+					
Braunii Grun.								5	6	4	3	4	3	1	1	+	+		+	
elliptica Ag.						+		+		+	+			+						
v. *dansei* (Thw.) Grun.			+	1	+	+			+					1	+	+	+			
v. *punctata* Cl.	1		+	+	+	+	+	1		1			+							
Grevillei W. Sm. cum v. *subconstricta* Pant.	+		+	+	1	+														
lanceolata Thw.														+	+					
Smithii Thw.	4		5	4	6	7	3	1	+	+		+	+							
v. *amphicephala* Grun.										+	+		+	1	+					
v. *lacustris* Grun.	1		1	1	1	+	+								+					
fo. *capitata* mihi[5]	+		+	+	1	2	+	2	+	1	+	+		+		+				
Melosira arenaria Moore	2	13	1	1	1	1	1	1	1	+	+	+	+	1	1	1	1		+	
granulata (E.) Ralfs cum v. *angustissima* Müll.																7	3	+	5	
islandica O. M. subsp. *helvetica* O. M.	18	15	9	7	5	6	4			1	1	1	+	4	4	16	2	+	2	
moniliformis (Müll,) Ag.											+	+	2	+	+		+			
Westii W. Sm. fo. *parva* mihi[6]											+	1	44	8	4	2	7			
übrige[7]																	+		+	1
Navicula americana E.																	+	+	3	2
anglica Ralfs			+		+		+													
bacillum E.																			1	
cuspidata Ktz.			+															1		
digitoradiata (Greg.) A. S.												+		6	5	+				

	729	727	725	723	722	721	720	719	718	717	716	715	714	713	712	711	710	709	708	707
Navicula elegans W. Sm. fo. *cuspidata* Cl.																		+	+	
hungarica Grun. v. *capitata* (E.) Cl.				1																
Jentzschii Grun.				+	+	+	+													
menisculus Schum.				+			+													
oblonga Ktz.			+	+		+	+	+	+	1	+	2		+	1	1	+	+		
peregrina (E.) Ktz.												+		1	6	1	5	2	+	
placentula (E.) Grun.			+	+	+	1	+	+												
punctulata W. Sm. v. *cluthensis* Greg.																	+			
radiosa Ktz.				+				+	+			+			+					
rhynchocephala Ktz.														2	+			+	+	
scutelloides W. Sm.			+	+		+	+													
tuscula (E.) Grun.	+			+	+	+		+	1						+					
vulpina Ktz.				+	+			+												
Neidium sämtliche[8]																		+	+	+
Nitzschia acuminata (W. Sm.) Grun.														+						
angustata (W. Sm.) v. *acuta* Grun.								1												
circumsuta (Bail.) Grun.																	+	1	+	
denticula Grun.					+			1	+			+								
hungarica Grun.																		+		
navicularis (Bréb.) Grun.														+						
punctata (W. Sm.) Grun. cum v. *elongata* Grun.														1	7	+	1	+		
scalaris (E.) W. Sm.	+												+		+		1	7	2	+
sigma (Ktz.) W. Sm.														+				+		
sigmoidea (E.) W. Sm.								+	+											
tryblionella Hantzsch											+						+	+		
v. *Victoriae* Grun.[9]						+					+	+		5	1		+			
Opephora Martyi Hér.	2	1	4	1	3	1	4	+	1					+		+				
Pinnularia sämtliche[10]	1	+	+		+	2	+	1	1	+					1		2	6	5	14
Rhoicosphenia curvata (Ktz.) Grun.								3	+			2		+						
Rhopalodia gibba (E.) O. M.	+			1		+	2	7	6	3	+	1	1	3	1	+	+	+	+	+
v. *ventricosa* (E.) Grun.									+	+		+	+	+						
musculus (Ktz.) O. M.											+	+	+	+	+	+	+			
parallela (Grun.) O. M.	+		+		1	1	1	4	5	5	2	1		1			+			
Scoliopleura tumida (Bréb.) Rabh.												+								
Stauroneis acuta W. Sm.																		+		+
alabamae Heiden v. *angulata* Heiden																		1	1	
phoenicenteron E.		+		+			+		+							1	+	+	1	1
Smithii Grun.	+			+		+		+												
Stephanodiscus astraea (E.) Grun. cum v. *minutula* (Ktz.) Grun.	1	1	1	1	1	+	+	1		+	+	+		+	1	4	+	+	+	
Surirella ovalis Bréb.										+										
ovata Ktz.									+		+									
striatula Turpin											+						+	2	+	
übrige[11]								+									+	1	2	3
Synedra pulchella Ktz.											+	+		1	+		+			
tabulata (Ag.) Ktz.												+		1	+	+				
ulna (Nitzsch) E. cum varr. *amphirhynchus* (E.) Grun. et *biceps* (Ktz.)								+							+		+	+	+	
Tabellaria fenestrata (Lyngb.) Ktz.	1		1	2	1	+		2	+	+		+		+	+	1		1	1	
v. *asterionelloides* Grun.	2													+		9				
Thalassiosira baltica (Grun.) Ostf.								+				+			+	1				

Noten zur Tab. I.

[1] *Achnantes calcar* Cl. *A. exigua* Grun. *A. lanceolata* Bréb.

[2] *Eunotia formica* E. *E. lunaris* (E.) Grun. *E. pectinalis* (Ktz.) Rabh. v. *ventralis* (E.) Hust. *E. praerupta* E. *E. valida?* Hust.

[3] *Fragilaria brevistriata* Grun. *F. construens* (E.) Grun. cum varr. *subsalina* Hust. et *venter* (E.) Grun. *F. crotonensis* Kitton. *F. pinnata* E.

[4] *Gomphonema acuminatum* E. cum v. *coronata* (E.) W. Sm. *G. intricatum* Ktz. *G. lanceolatum* E. v. *insignis* (Greg.) Cl.

[5] Es hat sich bei vorliegender Untersuchung als zweckmässig erwiesen, diese u. a. von CLEVE-EULER, HALDEN und KOLBE beobachtete kapitierte *lacustris*-Form als besondere »forma» aufzunehmen. CLEVE-EULER hat sie als Varietät von *M. lacustris* aufgenommen.

[6] *Melosira Westii* fo. *parva* habe ich eine kleine (Durchmesser konstant 12—14 μ) Form von *M. Westii* mit variierender Umrissform bezeichnet. Diese hat CLEVE-EULER unlängst aus Åland (5) als *Melosira Westii* var? *nuda* beschrieben; Ihre Abbildung kommt »d» in der beistehenden Figur 2 am nächsten. Seitdem ich aber in meinen Präparaten alle Übergänge — mit oder ohne vorragende Leisten auf dem Diskus und mit oder ohne Einsenkung der Schalenmitte — zwischen jener Form und dem wahren *Westii*-Typus gefunden habe, und da eines der Endglieder der Variationsreihe mit der Art (ausser in der geringeren Grösse) vollständig identisch ist, habe ich es als richtiger erachtet, sie nur als forma von der Art aufzunehmen.

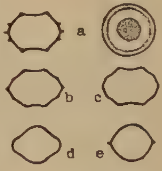


Fig. 2. Der Formenkreis von *Melosira Westii* fo. *parva*. × 500.

[7] *Melosira distans* (E.) Ktz. cum v. *lirata* (E.) Bethge. *M. italica* (E.) Ktz. cum v. *valida* Grun.

[8] *Neidium affine* (E.) Cl. v. *amphirhynchus* (E.) Cl. *N. Hitchkockii* (E.). *N. iridis* (E.) Cl.

[9] Intermediär zwischen v. *ambigua* und v. *Victoriae*.

[10] *Pinnularia cardinalis* (E.) W. Sm. *P. maior* Ktz. *P. mesolepta* (E.) W. Sm. *P. nobilis* E. *P. polyonca* (Bréb.) O. M. *P. streptoraphe* Cl. *P. subsolaris* (Grun.) Cl. *P. viridis* (Nitzsch) E. v. *intermedia* Cl.

[11] *Surirella biseriata* Bréb. *S. Capronii* Bréb. *S. elegans* E. *S. tenera* Greg.

Ohnedies sind die Proben N:ris 706, 705, 703, 699, 697, 693, 688 und 684 untersucht (vgl. Fig. 1), aber in dem Verzeichnis nicht mit aufgenommen worden wegen ihres sehr gleichartigen Diatomeengehaltes von wenigstens 98 % *Fragilariæ*. Im übrigen kamen andere Kleinseeformen vor, mit einzelnen Lagunenformen vermischt, unter welchen letztgenannten *Nitzschia scalaris* am längsten fortlebt.

Über das Rechnen der Diatomeen und die üblichen Prinzipien der Frequenzangabe.

Das Rechnen ist auf mit Wasserstoffperoxyd behandelten, angereicherten Präparaten bewerkstelligt worden, die vermittels Ölimmersionsobjektiv und Kreutztisch systematisch durchmustert worden sind. Mindesten 200 Schalen sind in jedem Präparate gezählt worden,[1] mit Beachtung des Umstandes, dass die Summe derjenigen Diatomeen, die ausserhalb der Summe der hier als indifferent in Bezug auf ihren

---

[1] Mit Ausnahme des Präparats N:o 727, in dem nur 88 Schalen gefunden worden sind. Übrigens erwiesen sich die Präparate fast ausnahmslos als sehr schalenreich.

Salzbedarf angesehenen Formen von *Epithemia* und *Rhopalodia* fällt, niemals weniger als 100 betragen hat. Dies hat bei mehreren der Präparate ein Rechnen von über 400 Schalen notwendig gemacht. Nachdem die nötige Anzahl gezählt worden war, wurde noch der ganze Rest des Präparates untersucht, fortgesetzt mit Immersion, und die hierbei neuaufgedeckten Formen mit einem Pluszeichen versehen.

Wie aus der Tabelle ersichtlich, habe ich die Frequenz einer jeden der Arten und Varietäten nicht einzeln für sich angegeben, und zwar aus verschiedenen Gründen. In einigen Fällen hat sich das sogar als untunlich erwiesen, wenn z. B. manche der Formen, die auf der Gürtelbandseite überhaupt nicht bestimmbar sind, diese Seite mit Vorliebe aufwärts wenden. Daher z. B. die Vereinigung von *Epithemia argus* mit varr. und *E. Mülleri* zu einer Frequenzgruppe, die Vereinigung von *E. sorex* und *E. cistula* usw. Aus demselben Grunde ist es unmöglich gewesen, die verschiedenen Gomphonemen in jedem einzelnen Falle auseinander zu halten. Teils habe ich es für unnötig befunden, die eigentliche Tabelle mit allen gefundenen Arten und Varietäten zu belasten; im allgemeinen sind nur diejenigen mit aufgenommen worden, die in salzökologischer Hinsicht für wichtiger angesehen worden sind. Hierdurch ist die Tabelle verkürzt worden, welches grössere Übersichtlichkeit und niedrigere Druckkosten bedeutet. Aus denselben Gründen ist auch eine Anzahl von Arten mit ihren Varietäten dort vereinigt worden, wo ihre resp. salzökologischen Lebensbedingungen als übereinstimmend geprüft worden sind, wie z. B. *Cymatopleura elliptica* und ihre Varietäten usw.

Hinsichtlich der Prinzipien der Frequenzangabe unterscheiden wir zwischen zweierlei Frequenztabellen, solchen, die sich auf okuläre Schätzung gründen und solchen, die auf absolutem Rechnen basiert sind. Selbst habe ich früher die erstere Methode für die einzig geeignete gehalten, bin aber jetzt, nachdem ich bei vorliegender Untersuchung vermittels Einschätzung frequenzbestimmte Präparate kontrollgerechnet habe, ein entschiedener Anhänger der absoluten Methode geworden. Und zwar hatte dieses Kontrollrechnen solch einen verblüffenden Erfolg, dass ich kein Bedenken trage zu behaupten, dass Artenlisten, die sich nur auf rohe Einschätzung der Frequenzen gründen, meistens irreführend und somit von geringem Wert als Basis bei der Aufstellung salzökologischer u. a. s. Diagramme sind. Als Beispiel diene die Leichtigkeit, womit die Frequenz von *Campylodiscus clypeus*, wenn die Schalen zerrissen sind, überschätzt wird; in einem Falle, wo das Präparat mit kleinen Schalenfragmenten dieser Art übersät ist, und wo die relative Einschätzung zu einer Frequenz »copiosissime» ohne Bedenken führen würde, geschieht es leicht, dass das absolute Rechnen ein Clypeus-

Prozent von unter 10 ergibt. (Das Rechnen von *Campylodisci, Surirellæ* und echte Disken habe ich übrigens in der Weise ausgeführt, dass im Protokolle ein jedes Fragment mit einer Kurvenlinie angegeben wurde, deren Länge derjenigen der Fragmentenkante schätzungsweise entsprach; in dieser Weise sind die Kurvenlinien zu je einer Schale entsprechenden Kreisen zusammengefügt worden).

Die Bearbeitung des Diatomeenmateriales.

Jeder auf Grund einer Diatomeenfrequenzliste basierte Rekonstruktionsversuch des in den Salz- und Tiefenschwankungen des Wassers sich wiederspiegelnden Landhebungsverlaufes, stösst zuerst auf die Frage: Ist die Liste zweckmässig als solche zu verwenden oder muss man Umrechnungen oder Ausschliessungen gewisser Formen oder Formengruppen vornehmen, um das, was man hervorzuheben wünscht, zum Ausdruck zu bringen. Derartige Zusammengruppierungen sind aus zweierlei Gründen vorgenommen worden: Durch plötzliches Massenvorkommen auf einem gewissen Niveau des Erdprofils ist eine gewisse Art oder Artengruppe im Stande den Prozentbetrag der übrigen Formen gänzlich zu unterdrücken und damit das Diagrammbild im betreffenden Niveau wesentlich zu verzerren, was dann um so verdriesslicher ist, wenn die fragliche Art oder Artengruppe in salz- und tiefenökologischer Hinsicht als indifferent anzusehen ist. In solchen Fällen ist eine Ausschliessung aus der gemeinsamen Prozentensumme gerechtfertigt.

Prüfen wir zuerst diesen ersten Grund am vorliegenden Diatomeenmateriale, so finden wir drei Fälle solchen Massenerscheinens. In der Probe 714 beläuft sich die Prozentzahl der kleinen Form von *Melosira Westii* auf 44. Diese Frequenz scheint mir doch nicht gross genug, um einen Ausschluss zu motivieren, und dies umso weniger, als die betreffende Form deutlich sowohl salz- als tiefenzoniert ist. — Die *Fragilariæ* erscheinen massenhaft nach der Isolierung des Bålen-Beckens zu einem Kleinsee. Da jedoch diese Gattung dort in derjenigen Assoziation vorkommt, der sie hauptsächlich angehört, habe ich sie verblieben lassen, trotzdem ihre Repräsentanten in fast sämtlichen der untersuchten Proben eingeschwämmt worden sind. — Die *Epithemiæ* zeigen am Clypeus-Einbruch ein kräftiges Aufblühen; hier habe ich es als notwendig erachtet, einen Ausschluss vorzunehmen (siehe unten).

Dem zweiten Beweggrund gemäss, von HALDEN (7) hervorgehoben und in seinen Konsequenzen angewandt, sind beim Rechnen die ökologischen Gruppen Grundformen, Epiphyten und Planktonten auseinander zu halten, und somit die Frequenz einer Art in Prozent der

Summe der berechneten Einheiten derjenigen ökologischen Gruppe, der sie angehört, anzugeben. Dies ist nötig, weil oft grosse Mengen höherer Wasserpflanzen mit daran reichlich haftenden epiphytischen Diatomeen durch Strömungen und Wellenschläge in Buchten und Lagunen hineingeführt werden; jene Aufwuchsdiatomeen werden somit überrepräsentiert in denjenigen Sedimenten, die in engen, ruhigen Gewässern abgelagert sind, unterrepräsentiert dagegen in den Sedimenten der offenen Küsten. Nicht einmal die HALDENsche Methode ist mithin betreffs der Epiphyten brauchbar; gut verwendbar wäre sie dagegen hinsichtlich der Grundformen und Planktonten.

Diese Methode ist auf logischen Überlegungen und gut bekannten Tatsachen begründet, ihre Anwendung scheint mir aber gewisse Bedenklichkeiten zu haben. Sie setzt sichere Kenntnis vom Grade des Salzbedarfs einer jeder in der Artenliste vorkommenden Form voraus — wobei das Placieren mancher fakultativen Formen schwierig sein kann —, eine Kenntnis, die man bisher noch keineswegs hat. Ebensowenig besitzt man hinreichende Kenntnis von derjenigen Tiefe, die manche Spezies für ihr Gedeihen vom Wasser verlangen, wobei die fakultative Natur vieler Formen auch hier Schwierigkeiten bereitet. Beste Ausbeute scheint, worauf auch HALDEN aufmerksam macht, die Methode in der Weise angewandt zu ergeben, dass nur gewisse »sichere» Formen ausgewählt werden, die gesondert oder mit ihren summierten Prozenten den Salz- und Tiefenschwankungen des Wassers veranschaulichen sollen. Dass ich aber diese Methode jetzt nicht angewandt habe, beruht, abgesehen von ihren obenerwähnten Schwächen, auch darauf, dass ich nach einem Versuch gefunden habe, dass meine eigenen Kurven ein besseres Bild vom Entwicklungsverlauf geben, als es die fragliche Methode jemals hätte tun können.

Die Gattung *Epithemia* ist, wie oben erwähnt, in den Ablagerungen von Bålen ungemein reichlich vertreten; ein Summieren der Arten und Varietäten dieser Gattung ergibt eine Maximalfrequenz von nicht weniger als 82 % in der Probe 716. Von hier an sinkt diese Frequenz ziemlich regelmässig sowohl auf- als abwärts im Profile.[1] Infolge dieses Massenauftretens unterdrücken diese meistenteils »unwichtigen» Epiphyten kräftig den Prozentbetrag der übrigen Formen, und zwar besonders an der Clypeus-Grenze, wo sie mitgerechnet stark die anderen Kurven beeinflussen würden; u. a. würde das Clypeus-Maximum an der Cl.-Grenze nur sehr schwach zum Vorschein kommen. Schon um letztgenannte Nachteil zu vermeiden habe ich die Mitte zwischen den oben besprochenen Methoden insofern gehalten, als ich aus der folgenden Darstellung diejenigen Formen von *Epithemia* und *Rhopalodia*[1], die betreffs ihres Salzbedarfs als indifferent angesehen worden sind, ausgeschlossen habe. Die ausgeschlossenen Formen sind: *Epithemia argus* mit varr., *E. intermedia*, *E. Mülleri*, *E. turgida* mit var., *E. sorex*, *E. cistula*, *E. zebra* mit varr., *Rhopalodia gibba* und *R. parellela.*

---

[1] Der Verlauf der *Epithemia*-Kurve wird in erster Linie von der dominierenden Frequenzgruppe *argus-Mülleri* bestimmt. Interessant ist, das kräftige Aufblühen von *E. turgida* in »später», salziger Litorina konstatieren zu können. Was schliesslich auf *E. zebra* coll. ankommt, rührt die Maximalfrequenz dieser Gruppe im Lagunenwasser vom dort reichlich vorkommenden var. *porcellus* her.

In den nachstehenden Tabellen finden wir die Diatomeen des generellen Verzeichnisses mit umgerechneten und zwar — infolge des Ausschlusses oben aufgezählter Formen — verhöhten Frequenzprozenten wieder.[2] Sämtliche der Arten und Varietäten sind hier nicht mit aufgenommen worden, sondern nur diejenigen, die ich als mehr dezidiert in Bezug auf irgendeinem gewissen Salzbedarf angesehen habe.

Was das Einreihen eines Teiles der Formen betrifft, kann man ja unschlüssig sein, ob dasselbe richtig ist, aber ich glaube immerhin, dass eine eventuelle Opposition hier nur Formen mit so niedriger Frequenz treffen würde, dass die Tendenzen der Diagrammkurven durch etwaige Umgruppierungen nicht wesentlich würden verändert werden. Einige der Einreihungen fordern doch ihre Erklärung:

In der Gruppe der Süsswasserformen ist eine Einteilung in »Grosseeformen» und »Kleinseeformen» vorgenommen worden, um den Unterschied zwischen dem in Anzylus-See und in dem isolierten Bålen-See abgelagerten Sedimenten zum Ausdruck zu bringen. Unter den erstgenannten finden sich ausser echten Arenaria-Formen sensu SUNDELIN (10, S. 34) auch einige andere Süsswasserformen, die hierher gestellt sind, weil sie in der eigentlichen Kleinseeflora nicht heimisch sind. Ohne in diesem Zusammenhang näher auf das Zeugnis der Tabelle einzugehen, mögen wir für die folgende Darstellung nur den plötzlichen Frequenzsturz der Grossseeformen an der Braunii-Grenze betonen, sowie ihr erneuertes Aufblühen in der Litorina.[3]

---

[1] Die eine mit den *Epithemiæ* analog verlaufende Frequenzkurve zeigen.

[2] Wie HALDEN kräftig betont, sind bei einer derartigen Exploatierung der Diatomeen nur Proben aus solchen Sedimenten zu beachten, die in relativ ruhigem Wasser, in Buchten und Lagunen, abgesetzt sind, also Ton und Gyttja, nicht aber Sand, dessen Vorkommen in einer Schichtenfolge auf kräftigerer Wasserströmung bei der Sedimentation hindeutet. Auch meine eigene Erfahrung bestätigt, dass Sandschichten immer launenhafte und willkürliche Diatomeenbestände führen. Daher ist die aus einer Sandschicht entnommene Probe N:o 727 aus den folgenden Tabellen und Diagrammen ausgeschlossen worden.

[3] Von Belang und Interesse ist hierbei zu konstatieren, dass diejenigen zwei Formen, die den Frequenzfall am Litorina-Einbruch als eine sogar katastrophale Erscheinung bewahren, nämlich *Epithemia Hyndmannii* und *Gyrosigma attenuatum*, meiner Erfahrung gemäss gerade die schlechtsten Klarseewasserindikatoren der Tabelle sind. Dies gilt in erster Linie von der späteren Art, die ich in einem Profil aus Südfinnland in einer ziemlich stark salzigen Litorina-Assoziation in sehr gutem Gedeihen befunden habe (4). Dass ich

Tab. II. Süsswasserformen.

	729	725	723	722	721	720	719	718	717	716	715	714	713	712	711	710	709	708	707
1. Grossseeformen.																			
a. Grund- und Aufwuchsformen.																			
Caloneis latiuscula	1	+	+		+	+	1	+							1				
Campylodiscus hibernicus	2	3	1	1	1	2	1	1	+					+					
noricus	2	2	1	2	2	2	+	+						+					
Cocconeis disculus	+		+		1	+													
Cymbella prostrata		+	+		+														
sinuata		+	+	+	+	1		1						+					
Dipl. domblittensis c. v. *subconstricta*	12	13	3	8	5	8	2						+	1					
elliptica c. v. *ladogensis*		+	2	5	3	5	2		+					+					
Mauleri	8	10	13	9	8	14													
Epithemia Hyndmanni	2	2	2	2	5	2	3	7	5	1	1	+	2	4	1				
Eunotia Clevei	+	+	+	+	+		+						+						
Gomphocymbella ancyli	1	+	2	2	2		2												
Gyrosigma attenuatum	11	10	12	11	11	9	4	4	4		+	+	2	1	2	+		+	
Kützingii	2	5	6	2	+	+	+	+											
Spenceri v. *nodifera*	5	9	8	3	3	2	+												
Mastogloia Grevillei c. v. *subconstr.*	+	+	+	1	1														
lacustris	1	1	1	2	1	+	+												
Melosira arenaria	2	1	2	2	2	2	2	2	1	1	+	+	2	2	1	1		+	
Opephora Martyi	3	5	1	5	2	7	1	4					+		1				
	53	63	56	56	49	55	20	20	11	2	2	1	7	9	6	1		1	
b. Planktonformen.																			
Asterionella formosa															5				
Cyclotella bodanica et *C. Kützingiana* v. *Schumanni*		+	+	1	1	1	+	+	1				1	1			1		
Melosira granulata c. v. *angustissima*															9	5	+	5	
helvetica	23	11	9	8	10	8			6	4	+	+	7	6	20	2	+	2	
Stephanodiscus astraea c. v. *minutula*	1	1	1	2	+	1	2		1	+	+		+	1	5	+	+	+	
Tabellaria fenestr. v. *asterionelloides*	2												+		10				
	26	12	10	11	11	10	2	+	8	4	1	+	9	8	49	7	2	7	
Summe	79	75	66	67	60	65	22	20	19	6	3	1	16	17	55	8	2	8	
2. Kleinseeformen.																			
Eunotia »übrige«[1]	+	+				+		1								+	+	2	1
Gomphonema sämtliche[1]	+		+	+	+	+	4	8	3		+	+	2	1	1		+	3	
Melosira »übrige«[1]																+		+	1
Navicula americana et *N. bacillum*																+	+	5	2
Neidium sämtliche[1]																	+	+	+
Pinnularia sämtliche[1]	1	+		+	4	+	3	2	1					1		3	6	6	15
Surirella »übrige«[1]							+									+	2	2	7
	2	1	+	1	4	1	7	11	4		+	+	2	2	1	4	9	19	26

---

[1] Vgl. die Fussnoten der Tabelle I.

Tab. III. Salzwasserformen.

	729	725	723	722	721	720	719	718	717	716	715	714	713	712	711	710	709	708	707
1. Schwachsalzformen.																			
a. Lagunenformen.																			
Amphora mexicana v. *major*										2				+		+	+	+	
Anomoeoneis										2				+		2	4	1	+
Caloneis formosa v. *holmiensis*																1	12	1	
Campylodiscus clypeus									12	10	4	1	2	1	1	3	14	3	+
Nitzschia circumsuta																+	2	+	
scalaris	+											+		+		1	8	2	+
Surirella striatula										+						+	2	+	
	+								12	14	4	1	2	2	1	8	42	8	1
b. Übrige.																			
Achnantes brevipes v. *intermedia*														+	1	+			
Amphora commutata								+		+	+						+		+
macilenta v. *typica*											1								
Campylodiscus bicostatus										4	2	2				+			
echeneis									+	11	6	2	5	4	2	3	1	+	+
Diploneis interrupta										1	+	+	+	+		+			
Smithii cum v. *rhombica*							+	+	7	14	23	12	11	17	2	7		+	
Gyrosigma distortum v. *Parkeri*							+	+											
Mastogloia baltica							+	+	+	1	4		+	1					
Braunii							9	12	12	14	7	2	2	1	1	+		+	
lanceolata													+	+					
Smithii v. *amphicephala*									+	+		1	+	1					
Navicula elegans																	+	+	
peregrina											1		1	9	1	7	2	1	
punctulata v. *cluthensis*																+			
rhynchocephala													3	+			+	+	
Nitzschia acuminata													1						
navicularis													+						
punctata													2	11	1	2	+		
sigma													+				+		
sigmoidea							+	+											
tryblionella										1						+	+		
v. *Victoriae*					+					1	1		9	2		+			
Rhoicosphenia curvata							6	+			4		+						
Rhopalodia gibba v. *ventricosa*								+	+			+	+	+					
musculus										1	+	1	+	+	1	+			
Surirella ovalis									+										
ovata								1		+									
Synedra pulchella										1	+		2	+		+			
tabulata											+		1	1	1				
					+		16	15	21	50	51	20	40	49	10	22	5	3	1
Summe	+				+		16	15	33	64	55	21	42	51	11	30	47	11	2
2. Starksalzformen.																			
a. Grund- und Aufwuchsformen.																			
Cocconeis scutellum																1			
Diploneis didyma																1			
Grammatophora oceanica				+											2	8			
Melosira moniliformis										2	+	6	1	+		+			
Navicula digitoradiata											1		9	7	1				
				+						2	1	6	10	7	3	10			
b. Planktonformen.																			
Chaetoceros												+	+						
Melosira Westii fo. *parva*										2	3	58	11	6	3	9			
										2	3	58	11	6	3	9			
Summe				+						4	4	64	21	13	6	19			

Die Kleinseeformen übergehen wir in diesem Zusammenhange mit der Feststellung, dass ihre Frequenz sich steigert beim Litorina-Einbruch, sowie, wie es sich gebührt, beim Eintritt des Kleinseestadiums. Ihr spärliches Vorkommen im Anzylus-Horizonte muss hauptsächlich als auf Ausschwämmung aus älteren Sedimenten beruhend betrachtet werden. Die Fragilarien habe ich gar nicht mit aufgenommen, teils wegen der Leichtigkeit, womit diese winzigen Formen im fossilen Zustand, zufolge ihres Auftretens in langen Fadenkolonien dazu noch in ganz willkürlichen Mengen, eingeschwämmt werden, teils wieder, weil vereinzelte Formen dieser Gattung tieferes, sei es süsses oder salziges Wasser kaum scheuen dürfen. Eigentlich sind sie doch in kleinen seichten Gewässern zu Hause, welches auch hier dadurch bestätigt wird, dass die Probe N:o 708 35 %, N:o 707 62 % und N:o 706 schon nicht weniger als 98 % Fragilarien enthält.

In der Tabelle III sind zu einer besonderen Gruppe, »Starksalzformen», diejenigen Salzwasserformen ausgesondert worden, die meines Erachtens einen etwas grösseren Salzgehalt des Wassers als die Übrigen erfordern. Wir richten hier unsere Aufmerksamkeit besonders auf die in der Probe 714 plötzlich auftretende hohe Frequenz der kleinen Form von *Melosira Westii.* Dass ihre Einreihung unter die Starksalzplanktonten richtig ist, geht daraus hervor, dass sie auf Åland in einer *Cocconeis scutellum*—*Grammatophora* — *Hyalodiscus* — *Paralia sulcata*- Assoziation heimisch ist (5).

Was schliesslich die Schwachsalzformen betrifft, so sind, um die Lagunenstufe in der Entwicklung des Bålen-Beckens zum Ausdruck zu bringen, zu einer besonderen Gruppe diejenigen Formen von den übrigen abgesondert worden, die meiner Meinung nach zu der auf die seichten Meereslagunen sich beschränkenden *clypeus*-Assoziation gehören. Hier bemerken wir das ältere Maximum dieser Assoziation beim Clypeus-Einbruche.

Unter denjenigen Formen, die der Tabelle I gemäss in der Probeserie reichlicher vertreten sind, fehlen aus den Tabellen II und III ausser den in früherem Zusammenhange genannten, nur die folgenden:

Epithemia turgida v. *Westermanni* ist ausgeschlossen worden, weil sie, wenn auch bestimmt salzliebend, meiner Erfahrung nach keineswegs

---

sie hier überhaupt mit aufgenommen habe, beruht darauf, dass sie beide ja jedoch in jener Gesellschaft eigentlich zu Hause sind. Gewissermassen gilt das Gesagte auch für *Melosira arenaria*, ich will nicht behaupten deswegen, weil diese Form in brackischem Wasser etwa würde fortleben können, sondern infolge der Leichtigkeit, womit ihre Schalen in kleine Bruchteile zerbersten, was sehr dazu beiträgt, dass diese Form sich so häufig in litorinalen Artenlisten findet. Daher halte ich sie auch für weniger geeignet als Prototyp für die Klarseeflora; als einen solchen möchte ich dagegen *Diploneis Mauleri* vorschlagen. Der Ausdruck »Mauleri-Flora» wäre meines Erachtens demnach dem der Arenaria-Flora vorzuziehen.

süsses Wasser scheut. — Die Einreihung von *Gyrosigma acuminatum* und ihr var. *gallica* hat mir Schwierigkeiten bereitet. Beide sind sie wohl zunächst als der Kleinsee angehörig zu halten (die Varietät ist doch auch als etwas halophil angegeben worden), aber ihre hohe Frequenz in der Lagunenprobe, ihr in der Probe 708 stark abnehmender und ihr verschwindend geringer Frequenzprozent in 707 würde in diesem Falle eher einen Anschluss zu den Lagunenformen motivieren. Da ich indessen keine genügenden ökologischen Angaben über diese Formen gefunden habe, habe ich es als besser befunden, sie ganz auszuschliessen.

Die *Mastogloiæ* müssen in diesem Zusammenhange zur näheren Erörterung gebracht werden. Ihr Vorkommen in nordischen Ablagerungen ist auf einen wenigstens schwachen Salzgehalt des ihn sedimentierenden Wassers zurückgeführt worden. Bezüglich einiger Arten der Gattung ist aber diese Ansicht bekanntlich nicht stichhaltig; so hat MEISTER (8) in dem Genfersee *Mast. Grevillei*, *M. Smithii v. lacustris*, *M. elliptica* v. *Dansei* und v. *punctata*[1] rezent angetroffen. Dieselben sind nebst *M. Smithii* auch in verschiedenen floristischen Werken aus süssem Wasser angegeben; in nordischen Anzylus-Ablagerungen sind sie auch nicht allzu selten. Dass ich unter den Grossseeformen die zwei erstgenannten aufgenommen habe, beruht darauf, dass ich wenigstens sie für sogar salzfeindlich ansehe. Unter den Brackwasserformen sind *M. baltica*, *M. Braunii*, *M. Smithii* v. *amphicephala* (mit Bedenken) und *M. lanceolata* aufgenommen worden, während *M. elliptica* und die kapitierte Form von *lacustris* als in salzökologischer Hinsicht noch kaum sicher hinstellbar ausgelassen worden sind.

Die Mastogloien als Indikatoren des Litorina-Umschlages in den Bålen-Ablagerungen.

Bekanntlich wurde von HALDEN (6) auf Grund seiner hälsingländischen Untersuchungen der Begriff der Mastogloia-Grenze aufgestellt, die dasjenige höchste Niveau repräsentieren würde, welches das salzige Litorina-Wasser in ausserhalb des Wirkungskreises der Litorina-Transgression gelegenen Gebieten einst erreichte. In Anbetracht des obengesagten über das Gedeihen gewisser Mastogloien im Anzylus-See, kann jene Benennung aber kaum als treffend betrachtet werden. Zwar sind zur Begründung des Terms Artenlisten aus einigen regionaluntersuchten Lokalitäten aufzubringen, wo manche *Mastogloia*-Formen gleichzeitig auf einem gemeinsamen obersten Niveau zuerst erscheinen, aber der Umstand, dass einige Formen der Gattung überhaupt in süssem Wasser gedeihen können, und im Anzylus-See zweifelsohne gelebt haben, lässt meines Erachtens den fraglichen Term schon als weniger geeignet erscheinen. Es wäre richtiger, unter den Mastogloien (oder anderen Gattungen!) diejenige höchst erreichende stenohaline (sensu KOLBE) Brackwasserform aufzusuchen, und die fragliche Grenze nach ihr zu benennen.

---

[1] Wie CLEVE-EULER (3) bemerkt, fälschlich als *M. Smithii* bestimmt.

Wohin ist nun das Grenzniveau der einbrechenden Litorina-Periode im vorliegenden Profile zu verlegen? Viele der Mastogloien sind im unteren Teile der Schichtenfolge zu finden, einige von ihnen kommen schon in der untersten Probe vor. Demzufolge ohne weiters denjenigen unteren Horizont der Lagerungsfolge als litorinal, d. h. als im »Mastogloia-Meer» sedimentiert, aufzufassen, halte ich jedoch für unberechtigt. Man hätte doch erwartet, dass in solchem Falle, wie in der Regel anderwärts, wenigstens irgend eine einer anderen Gattung gehörende Brackwasserform sich beigemengt hätte. Unter Zuhilfenahme vom Kreutztisch habe ich doch die (ausser N:o 727) sehr schalenreichen Präparate 729—720 genau durchmustert ohne Spuren derselben zu finden. Als solche halte ich nicht die vereinzelte Schale von *Grammatophora* in 722, auch nicht die gleichfalls vereinzelte Schale von *Nitzschia Victoriæ* in N:o 721. Diese sind ohne Zweifel als aus prä-anzyluszeitlichen Salzwasserablagerungen ausgeschwämmt aufzufassen; keinesfalls gehören sie einer Brackwasser-*Mastogloia*-Assoziation an. Als »Yoldia-Flüchtling» ist auch das in der Bodenprobe vereinzelt gefundene Fragment von *Nitzschia scalaris* zu deuten.[1]

Ganz anders stellt sich die Sache mit dem oberen Teil der Probeserie von N:o 719 an. Ein Blick auf das generelle Diatomeenverzeichnis lässt erkennen, dass in diesem Niveau *Mastogloia Braunii*, mit einer in Anbetracht der hier luxurierenden *Epithemia*-Vegetation merklich hohen Frequenz, spontan einwandert. Aber auch im übrigen zeigen die Tabellen einen deutlichen Assoziationswechsel bei 719. Jetzt zeigen sich zum ersten Mal ausser *Mast. Braunii* auch die Brackwasserformen *Mast. baltica*, *Diploneis Smithii*, *Gyrosigma distortum* v. *Parkeri*, *Nitzschia sigmoidea* und *Rhoicosphenia curvata*. Zwar sind einige dieser Arten auch aus ganz süssem Wasser angegeben; ihr ausnahmsloses Auftreten erst in diesem Niveau nebst ihrer ausgesprochenen Salzliebe ist aber meines Erachtens hier von entscheidender Bedeutung. Anderseits haben wir ja gerade hier den oben besprochenen Frequenzfall der Arenaria-Formen.

Alle diese zusammenwirkenden Umstände zwingen mich zur Behauptung, dass das erste brackische Litorina-Wasser erst zur Zeit des Absatzes der Probe 719 ins Bålen-Becken eindrang. Dieses Grenzniveau nenne ich Braunii-Grenze. Hiermit will ich doch keineswegs behaupten, dass *M. Braunii* überall im Balticum sich als der erste »sichere» Litorina-Pionier erweisen müsse. Vielmehr lassen einige Literaturangaben schon vermuten, dass wenigstens *M. baltica* höher hinauf reiche. Hierüber sind aber nur fortgesetzte, umfassendere Untersuchungen, in erster Linie regionaler Art, im Stande entscheidende Auskunft zu bringen. — Es wäre übrigens glücklich, falls gerade *M. Braunii* als ein solches Leitfossil für den Litorina-Umschlag sich herausstellen würde, da diese Form, im Gegensatz zu den meisten der anderen Mastogloien, den prä-anzyluszeitlichen Salzwasserablagerungen fehlen scheint und da sie durch ihre Grösse und sehr charakteristische Schalenstruktur ausserdem die unter den baltischen Mastogloien am leichtesten erkennbare, ich möchte sagen, die einzige für einen nicht Diatomeenfachmann ohne weiters bestimmbare ist. Dies wäre von um so grösserer Bedeutung, als die künftigen Diatomeenanalysen für geologische Zwecke sicher in immer grösserem Ausmasse von hierfür nicht speziell Geschulten und an nicht gereinigtem Material (z. B. an Pollenpräparaten) ausgeführt werden.

---

[1] Ich bedaure sehr, dass während der Probeentnahme-Excursion Proben aus tieferen Niveaus nicht entnommen wurden, die das Verhalten der Mastogloien im früheren Anzylus hätten erklären können.

Auch die Pollenanalyse bestätigt den Anzylus-Charakter jenes untersten Sedimenthorizonts.

Der Landhebungsverlauf.

In dem auf Basis der Tabellen II und III gemachten salzökologischen Diagramm (Diagr. I, Fig. 3) reden die Kurven für sich selbst betreffend die quartäre Entwicklung des Bålen-Beckens. Folgen wir dem Verlauf der einzelnen Kurven, so finden wir zuunterst im Anzylus-Horizont das absolute Vorherrschen der Grosssee-Arenaria-Formen. Ihre Kurve erleidet an der Braunii-Grenze einen starken Fall, der sich nach Passieren der Clypeus-Grenze wiederholt. Beim Maximum der Starksalzformen sinkt die Kurve bis auf 1 %, zeigt aber bald wieder ein in der Probe 711 kulminierendes Steigen, und fällt dann wieder gegen die Lagunengrenze. Einen Gipfel zeigt die Kurve noch am Isolierungskontakte. — Die Kurve der Starksalzformen hat zwei Gipfel, von denen der untere wesentlich von dem dort reichlichen *Melosira Westii*-Plankton bedingt ist. — Die Kurve der Schwachsalzformen hat drei Gipfel, zwei das Starksalzmaximum flankierend, und einer in der Lagunenstufe. Wir bemerken wiederum, dass unter diesen Brackwasserformen die echte Lagunenflora ein deutliches Aufblühen am Cl.-Einbruch aufweist.

In gewissem Grade spiegelt dieses salzökologische Diagramm auch die bathymetrischen Wechslungen wieder; um inzwischen die letzteren deutlicher zum Ausdruck zu bringen, habe ich das Diagramm II, Fig. 4 angefertigt, zunächst um das Verhalten der Planktonten zu beleuchten.[1]

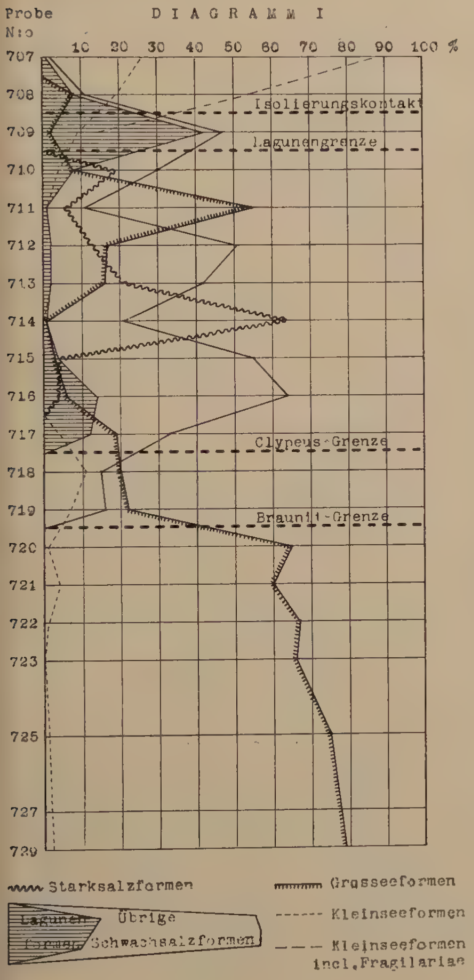


Fig. 3.

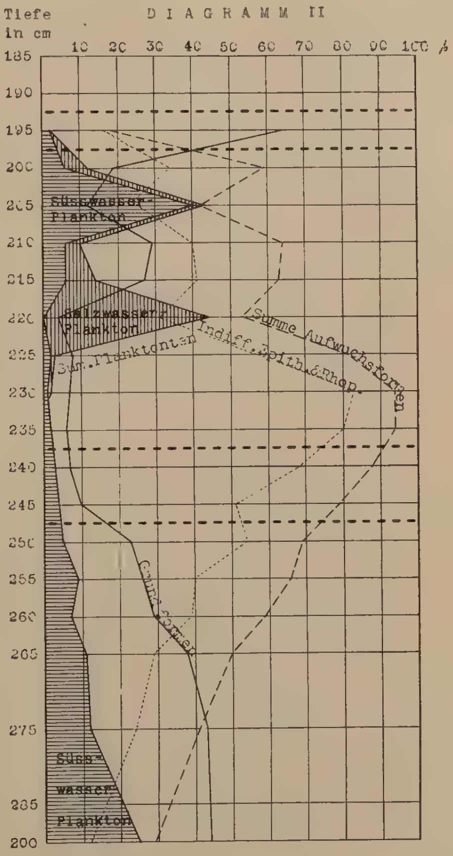


Fig. 4.

Die Auffassung vom Landhebungsverlauf, welche die beiden Diagramme zunächst beibringen, ist etwa die folgende:

Die Bodenschicht des Profils ist in später Anzylus-Zeit sedimentiert worden — vgl. das Vorkommen von *Eunotia Clevei*, das Leitfossil des späten Anzylus —, unter fortgesetzter Regression des Anzylus-Sees, — die Frequenz der tieferes Wasser indizierenden Planktonten nimmt ab und diejenige das Seichtwerden des Wassers indizierenden Aufwuchsformen nimmt zu —. An der Braunii-Grenze werden die dänischen Sunde geöffnet und das erste salzige Litorina-Wasser dringt hinein. Die Regression kulminiert zu der Zeit des Cl.-Einbruches. Das Vorkommen nicht bloss von reichlicher *Campylodiscus clypeus* nebst den anderen der echten Lagunenflora angehörenden *Anomoeoneis*, *Amphora mexicana* v. *major* und *Nitzschia scalaris*, sondern auch von in diesen Schichten reichlich beigemischten Kleinseeformen, deutet zunächst auf eine bis zum beginnenden Lagunenstadium fortschreitende Regression hin (vgl. unten). Jetzt setzt aber eine Transgression ein, der Passpunkt des Bålen-Beckens sinkt wieder und stärker salziges Wasser dringt hinein; Lagunenformen und noch fortlebende Arenaria-Formen bis auf vereinzelte eingeschlämmte Individuen verschwinden. Bei 714 erreicht die Transgression ihren Höhepunkt, worauf eine Regression wieder einsetzt. Diese bringt eine Versüssung des Wassers mit sich, die sich darin äussert, dass zuerst Brack-, dann Süsswasserformen in Anzahl zunehmen, mit Süsswassermaximum und Regressionshöhepunkt bei 711. Hierauf setzt eine zweite Litorina-Transgression ein mit wiederum aufblühender Starksalzvegetation (710). Kurz hierauf wird das Bålen-Becken zu einer Lagune abgeschnürt und setzt seine Entwicklung bald darnach unabhängig von der Ostsee als Kleinsee fort.

---

[1] Im Gegenteil zu dem vorigen ist dieses Diagramm auf Grund des generellen Diatomeenverzeichnisses gemacht worden. Nur diejenigen Formen sind hier mit aufgenommen worden, von denen ich einigermassen befriedigende ökologische Angaben bekommen habe.

Wie ersichtlich steht die obige Rekonstruktion mit dem allgemein angenommenen Landhebungsschema gut im Einklang, bedarf aber jedoch in einigen Teilen näherer Auseinandersetzung.

So schliesst sie eine an oder vielmehr gleich oberhalb der Cl.-Grenze beginnende Steigung des Wasserspiegels in sich. Dies ist an und für sich nichts neues. Da inzwischen der Bålen-See wenigstens 10 Meilen nördlich von der bisher nördlichst bekannten Lokalität belegen ist, wo die Lit.-Transgr. als eine wirkliche Hebung des Wassers sich noch merkbar gemacht hat (2[1]), bedeutet dies aber somit, dass die Wirkung der Lit.-Transgr. länger nordwärts, als bisher festgestellt worden ist, sich erstreckte. Denn sonst ist meines Erachtens das Vorkommen der tieferen Lagunenflora nicht zu erklären. Hiergegen konnte man vielleicht einwenden, dass doch keinesfalls eine so grosse Regressionsamplitude in das übliche Landhebungsschema sich einreihen liesse, wie es die Auffassung, dass das Bålen-Becken schon in jener fernen Zeit im Begriff stand, sich von dem Meere abzuschnüren, voraussetzen würde. Indessen ist die Lagunenflora ohne in diese Extreme zu verfallen auch in einer anderen Weise erklärlich, und zwar sogar besser. Unschwer lässt sich nämlich des Vorkommens einer auf höherem Niveau am Rande des Bålen-Beckens befindlichen Lagune oder eher — in Anbetracht der in diesen Schichten reichlich vorkommenden Kleinseeformen[1] — eines schon isolierten Kleinsees denken, wovon jene Lagunenformen ausgeschwämmt worden wären. Aber auch diese Eventualität setzt eine in einem wahren Steigen des Balticums sich äussernde Transgression voraus, denn wie wäre sonst die Ausschwämmung der Sedimente eines bereits isolierten Tümpels zu erklären? Dasselbe bestätigt sich durch die Successionsfolge: Kleinseeformen—Lagunenformen, von unten her aufwärts im Profile; zuerst wurde die Oberflächenschicht des Kleinseesediments mit Kleinseeformen, dann das unterlagernde Lagunensediment durch Abrasion beseitigt.

---

[1] Vgl. hiermit auch der Aufsatz THOMASSONS: Ancylus- och Litorinagränser på geol. kartbladet Gusum (Geol. Fören. förh. 54, 1932) sowie SANDEGRENS Beschreibung des Kartenblattes Skrikerum (S. G. U. Ser. Aa, N:o 157).

Wenn somit auch die oben besprochenen Verhältnisse meiner Meinung nach deutlich auf eine an der Cl.-Grenze einsetzende Transgression des Balticums hinweisen, muss ich anderseits die Frage der späteren möglichen Hebungen und Senkungen des Wasserspiegels dahingestellt sein lassen. Diejenigen übrigen Maxima und Minima, welche die verschiedenen Kurven innerhalb der Litorina-Phase aufweisen, den zu- oder abnehmenden Salzgehalt des Meereswassers zeigend, indizieren nicht ohne weiters Trans- und Regressionen innerhalb dieses Untersuchungsgebietes, sondern können nur solche aus südlicheren baltischen Gegenden wiederspiegeln und repräsentieren. So entspricht gemäss des Ergebnisses der Pollenanalyse der spätere Gipfel der Starksalzformenkurve bei 711 der u. a. aus Südschweden gut bekannten zweiten Litorina-Transgression.[2] Ebenso muss die Frage nach der Transgressionsamplitude im Bålen-Becken unbeantwortet bleiben; darüber können nur regionale Untersuchungen in der Gegend Auskunft geben.

Zum Schluss möchte ich nochmals die Aufmerksamkeit auf die merklich hohe Frequenz der Grossseeformen in N:o 711 richten. Dieses Vorherrschen der Süsswasserformen zeigt, dass das Balticum, wahrscheinlich infolge Seichtwerden der dänischen Sunde, wenigstens in seinen nördlicheren Teilen während der den beiden Litorina-Transgressionen zwischenliegenden Regressionsperiode stark ausgesüsst war. Eine andere Erklärung dafür kann ich nicht geben. Auf eine lokale Eigentümlichkeit dieses Bålen-Beckens kann die erwähnte Erscheinung nicht zurückgeführt werden. Keine Meeresabrasion oder Flusserosion von Anzylus-Ablagerungen kann hier stattgefunden haben, denn wie wäre diesenfalls der Umstand erklärlich, dass, während die Frequenz der Grossseeplanktonten im Anzylus-Horizont des Bålen-Sediments (mit Ausnahme der Bodenprobe) niemals 16 % übersteigt, diejenige Frequenz (vgl. Tab. II) in 711 sich auf 89 % von der Totalanzahl der Grossseeformen beläuft? Im Falle einer Ausschwämmung müssten die gegenseitigen Proportionen der drei ökologischen Gruppen des Diagr. II wenigstens annährend bewahrt worden sein. Das Vorherrschen der Planktonten in 711 zeigt, dass nur die oberste Wasserschicht des Balticums ausgesüsst worden war, als die zweite Transgression begann.

---

[1] Vgl. besonders die hier plötzlich hohe Frequenz der Gomphonemen und Pinnularien.

[2] Wobei die Möglichkeit zu beachten ist, dass die Entwicklung dieses Maximums infolge einsetzender Lagunenstufe verfrüht hätte abgebrochen werden können.

Der Reichtum an Grossseeformen in N:o 711 ist auch nicht auf etwaige zufällige Überrepräsentationen einzelner Diatomeenformen zurückzuführen. So etwas kommt ja vor, z. B. gerade betreffs der in diesem Horizont reichlichen *Melosira helvetica* wegen ihres Auftretens in Fadenkolonien; das Vorkommen eines einzigen längeren Cönobiums derselben kann leicht die Proportionen ganz verrücken. Inzwischen habe ich das Rechnen in verschiedenen Teilen jenes Präparats dreimal wiederholt und dabei übereinstimmende Resultate erhalten. Ferner wird hiermit nicht die hier plötzlich hohe Frequenz von *Stephanodiscus astræa* erklärt, auch nicht das plötzliche Auftreten der gleichfalls echten Planktonten *Tabellaria fenestrata* v. *asterionelloides* und *Asterionella formosa*.[1] Aber nicht nur jenes Präparat N:o 711 zeigt das Vorhandensein einer intralitorinalen Süsswasserepoche; die ganze von 711 an beginnende steigende Tendenz der »Arenaria-Kurve», sowie auch das jene Aussüssung anzeigende Brackwassermaximum in 712, deuten darauf hin.

Bis auf vereinzelten Angaben darüber, dass das Wasser während der Transgression salziger als während der Regressionen gewesen wäre, ist das Vorhandensein dieser scharf ausgeprägten Süsswasserepoche in der Litorina-Zeit bisher unbekannt oder wenigstens unbeachtet geblieben. Und doch fehlt es in der Literatur nicht völlig an Andeutungen über eine solche. Betrachten wir nebenstehendes Diagramm Fig. 5 aus N-Satakunta in Finnland, von Aario (1) auf der Basis von Cleve-Eulers Diatomeenverzeichnisse angefertigt, so bemerken wir eine in allem Wesentlichen sehr gute Übereinstimmung mit dem Bålen-Diagramme. Die Diatomeen sind auf Bodenproben, die aus auf verschiedenen Höhen ü. d. M. gelegenen Mooren entnommen sind, bestimmt worden, und zeigen also regional dasselbe wie die Bålen-Diatomeen in einem einzigen Punktprofil. Ohne darauf einzugehen, inwiefern wirkliche Variationen der Wassertiefe stattgefunden haben oder nicht, sondern nur annehmend, dass Zu- bezw. Abnehmen des Salzgehalts südbaltische Trans-bezw. Regressionen wiederspiegelt, gibt Aario im Anschluss zu Hyyppäs Ergebnisse aus der Karelischen Landenge das Brackwassermaximum auf ca. 75 m und die beiden Salzwassermaxima auf ca. 62 und ca. 50 m Höhe mit den Transgressionsbezeichnungen L I (Clyp.-Transgr.), L II und L III an.[1] Was indessen in diesem Zusammenhange speziell interessiert ist das zwischen den Brackwassergipfeln einfallende deutliche Arenaria-Maximum: Eine vollständige Parallele zum Verhältnis in Bålen.

---

[1] Beide letztgenannten Formen treten noch im Präparate in Kolonien auf, und da in diesen die einzelnen Individuen nur lose in den Ecken an einander gefügt sind, deutet auch dies auf eine autochtone Absetzung in relativ ruhigem Wasser, nicht aber auf eine mit kräftigerer Wasserströmung verbundene Ausschwämmung hin.

Die Kurve der Grossseeformen hat noch einen von *Melosira granulata* bedingten Gipfel in dem isolierten Kleinsee. Diese Art scheint somit engere Gewässer nicht ganz zu scheuen.

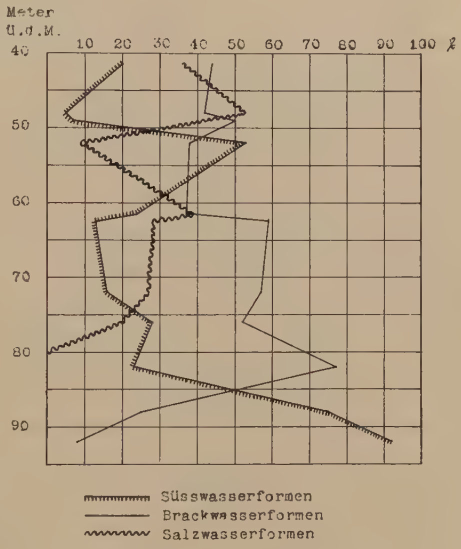


Fig. 5. Diagramm aus N. Satakunta. Nach Aario.

Andere solche Parallelen ist es mir nicht gelungen in der Literatur aufzuspüren; vielleicht macht jedoch das Arenaria-Maximum bei 1.25 m Tiefe in Sundelins Diagramm aus Måsebomossen (11, S. 74) eine solche aus. Dass jene Süsswasserepoche bisher so unbemerkt geblieben ist, erklärt sich einfach dadurch, dass Proben für Untersuchung nicht mit genügend dichten Zwischenräumen entnommen worden sind. So würde die erwähnte Süsswasserschicht in den Bålen-Ablagerungen auch leicht unbemerkt geblieben sein, falls die Proben nicht in Zwischenräumen von nur je 5 cm entnommen worden wären. Ein Memento für künftige Untersuchungen!

---

[1] Aario glaubt also aus seinem Diagramm zwei verschiedene Transgressionen bei bezw. 75 und 62 m Höhe auslesen zu können. Dies ist jedoch ganz unberechtigt, denn beide gehören bestimmt einer und derselben an: Zuerst wurde das Wasser brackisch, dann allmählich salziger, bis die Transgression bei etwa 62 m ihren Höhepunkt erreichte! Ganz wie in Bålen also und wie in Schweden überhaupt, wo man allgemein mit nur zwei litorinalen Transgressionen operiert.

Literatur.

1. Aario, L., Pflanzentopographische und paläogeographische Mooruntersuchungen in N-Satakunta. Fennia 55, 1932.
2. Assarsson, G., Ancylus- och litorinagränser inom geol. kartbladet Gusum. Sveriges Geol. Unders., Ser. C, N:o 344, 1927.
3. Backman, A. L., und Cleve-Euler, Astrid, Die fossile Diatomeenflora in Österbotten. Acta forestalia fennica 22, 1922.
4. Brander, G., und Brenner, Thord, Fredriksbergsmossen. Fennia 57, 1933.
5. Cleve-Euler, Astrid, Subfossila diatomacéer från Åland. Memoranda Soc. pro flora & fauna fennica 10, 1935.
6. Halden, B. E., Försök till bestämning av Litorinagränsen i Hälsingland. Geol. Fören. förh. 38, 1916.
7. —, Kvartärgeologiska diatomacéstudier belysande den postglaciala transgressionen å svenska västkusten. I. Geol. Fören. förh. 51, 1929.
8. Meister, F., Die Kieselalgen der Schweiz. Beitr. z. Kryptog. flora d. Schweiz. Bern 1912.
9. von Post, L., Bålen-See-Studien. I. Der Bålen-See und die Bålen-See-Studien. Geol. Fören. förh. 57, 1935.
10. Sundelin, U., Fornsjöstudier inom Stångåns och Svartåns vattenområden. S. G. U. Ser. Ca, N:o 16, 1917.
11. —, Über die spätquartäre Geschichte der Küstengegenden Östergötlands und Smålands II. Greifswald 1922.

Teleconnections contra so-called telecorrelations

By

GERARD DE GEER.

(M. S. received April 8, 1935.)

Though it is somewhat trying to the patience to continue a discussion where one of the parts never concedes his own mistakes and always anew concerning the other part postulates fictive assumptions from which he gets specious conclusions which, though carefully tabulated, are quite illusory, it may still be appropriate already here to add a few remarks concerning Dr ANTEVS' last note in the preceding number of this journal.

Having found, twenty years ago (1), that the really normal or solar registration by clay varves is equally well recognisable at great distances as at small ones, I found it suitable all the same to designate identifications at greater distances by a special term as teleconnections. But, repeatedly, I have emphasised that there is no essential difference between close connections and teleconnections and that the latter are, in Sweden, often close-connected with each other by numerous intervening close-connections.

The long series of corresponding varves, continually accumulating from the most different parts of the earth, seem to confirm, definitively, my assumption that the normal varve variations must be considered as a self-registration of sun radiation. Therefore even the greatest distances on our little planet were found to be totally neglectable and to have nothing to do with the immense but everywhere practically identic distance from the sun. Hence, teleconnection was *a priori* to be expected, the more so as I have shown, in spite of the assumption of some leading climatologists, that the annual means of recent air temperature also exhibit most striking teleconnections (2, p. 5). As a closely correspondent varve registration is established between the northern and the southern hemisphere, and there from Patagonia as well as, recently, also from New Zealand and even from the equatorial region, it is evident that the variation was annual, embracing the melting epochs of a north- as well as a south-summer and also the annual variations at the equator. Thus it is not possible to restrain the climatic budget of our planet only to half a year or still less to the unknown lengths of the late glacial melt-summers at different latitudes.

To facilitate the apprehension of such parts of connected curves as I consider correspondent, I have strengthened them by heavy contour-lines and, in order to direct the attention and the discussion to such constellations of the curve variation as seem to be especially recognisable, I have followed the practise used for the stars and designated several such constellations with special names.

Further on I found that a special kind of variation was very conspicuous and protruding in spite of different local influences. This variation is biennial and often well developed, with every second varve thicker than its neighbours. It became soon evident that these biennial variations at different connected localities were confined to special corresponding rows of annual varves, but that, exceptionally, within these rows, at single localities one or another biennial maximum was obscured from some local influence and made incomplete by some local addition to one of the attending minimum varves. In such cases and in order to direct the attention of coming investigators on such a point, I have marked it expressly as an incomplete maximum. The difference between these and oblique or very low maxima is sometimes rather gradual, but their designation is generally made as a hint for continued investigations, and they are marked only where the normal occurrence of a biennial variation is made especially probable by the relation to associated biennial maxima in the same sequence, or in corresponding rows at different localities. Hereby I must emphasise that such a maximum is to be reckoned, not from a postulated, seldom existing, horizontal basis but from a fluctuating line of sedimentation about as indicated by a line connecting the minima attending the maximum in question. Such a sloping attitude of the sedimentation curve occurs, as mentioned earlier, off the outlets of melt-rivers at oscillations of the ice-borders, and from different other local causes. ANTEVS' rejection of such unsymmetrical maxima therefore is unfounded, as well as all his conclusions on such a basis.

As to the biennial maxima, it may be appropriate here to quote a few words of what I recently have said concerning that scheme (2, pp. 19—20):

»It is easily seen that these maxima do not represent one regular two-years' period, but rather quite a number of different such periods with their maxima occurring sometimes on even and sometimes on odd years.

»Already a rapid glance at the graph will show how the varying combinations of odd and even years' biennial maxima as well as their likewise infinitely varying intervals in different countries and even different parts of the world are registered and generally in a quite exactly corresponding way. Furthermore, during the whole long time in question it would be difficult to find such a repeated, hypothetical rhythm as has been suggested as a possible danger for teleconnection.

»Whatever may be the cause of these remarkable biennial oscillations, they represent an undeniable, interesting fact, interfering with radiation from the sun. Being directly registered from several thousands of years and not only calculated from a short series of observations, they seem to suggest a universal explanation, no doubt to be found within our planetary system, may be from solar eruptions or clouds of cosmic dust. Anyhow, it will be rather remarkable if a hitherto unknown astronomic phenomenon should come out from the unpretending clay varves.

»Whatever their origin, the biennial variations afford an excellent means of characterising and identifying different parts of the time scale.

»For finding out teleconnections and datings of new-measured localities a diagram is first to be constructed in the ordinary way, beginning at the bottom or, if the graph is laid down, horisontally, to the right. Biennial maxima are marked out with thin crosses over those assumed to be on odd years and with heavy crosses over the other ones. Now the maxima in question are carried over on a paper with millimeter squares, representing single years. The maxima are given by small side lines, for odd years upwards and for even years downwards. By moving this local scale along the adjoined Swedish time-scale, it will be possible to connect and date the new-measured sequence, if this is of sufficient length and normal development, provided, of course, that he belongs to the published part of that time scale.»

As to the remark of ANTEVS that a few varves on the original graph have been clipped or moved to their immediate vicinity, this is always clearly indicated and is in full accordance with the procedure which ANTEVS himself seems to use frequently under the designation correction of number (3, p. 47), or, in other words, of overlooked or supernumerary varves. As to such errata which are sometimes quite explainable, they have been discussed several times and have been designated as monograms, diagraphs and trigraphs (2, p. 50). As to the last kind, I have reminded Dr ANTEVS of a special case in Stockholm, where at many different places and by three independent and very trained observers one special varve (the »skentrean» or delusive tripple) in one part of the region was subdivided into three different varves. Thus it is by no means impossible that one single observer, Dr ANTEVS, can have been betrayed by a diagraph or a locally developed layer, simulating one extra varve limit, ANTEVS' diagraph at the constellation Thronos is on both sides enclosed between so long and good constellations that without hesitation, I have submitted this case to the judgement of coming investigations. Here may be reminded of several earlier cases, where it has been possible, by enclosing teleconnections, to fix accurately such gaps in the varve series as had been beforhand only approximately estimated by the original measurer. Especially must be emphasised some instances, where the length of several such gaps had been fixed and predicted by teleconnection and afterwards, the figures already published, became exactly verified by new measurements in the field. This happened with teleconnected varves in Iceland and in Argentina, and thus, also by a transequatorial teleconnection (2, p. 20). Even to those who cannot spare time enough for a sufficiently close study of the long series of corresponding teleconnected constellations such exactly verified prognoses ought to be irrefutable proofs as to the possibility of teleconnections even between the opposite hemispheres.

In the case of such facts it would seem more appropriate to submit the teleconnected constellations to a real, impartial study than to lose time upon unessential trifles, based on rather unnecessary misunderstandings. Thus it would be useful not only to pick up and support every remark against teleconnections but also to take part of the corresponding rectifications.

This refers as well to the authentic nature of teleconnected varves in Sogn and in Denmark as also to the teleconnection with Hackensack and to my discussion of its geology (2, 4, 5).

Dr Antevs seems to think that his criticisms have influenced my deductions, but in reality they have only led to more detailed explanations and graphic elucidations for making my preliminary, rather short publications more comprehensible.

In his note here referred to he has used a full page figure for reproducing some years of my long diagram, which gives the biennial variations of 4000 years from the late glacial epoch. As a confrontation he has given for the same years a corresponding graph, constructed according to his own interpretation of my principles.

This confrontation is photographically reproduced on the adjoined Fig. 1, only with addition of a few remarks, of which the most important is a series of shadings, joining my biennial rows on *a* with those of Antevs on *b*. Already these shadings show in a most obvious way how very insignificant indeed are such changes as Antevs has been able to propose, in spite of all his remarks.

It is only at one single point at — 1073 to — 1075 that possibly two extra maxima could be added to my immediately adjoining group, so

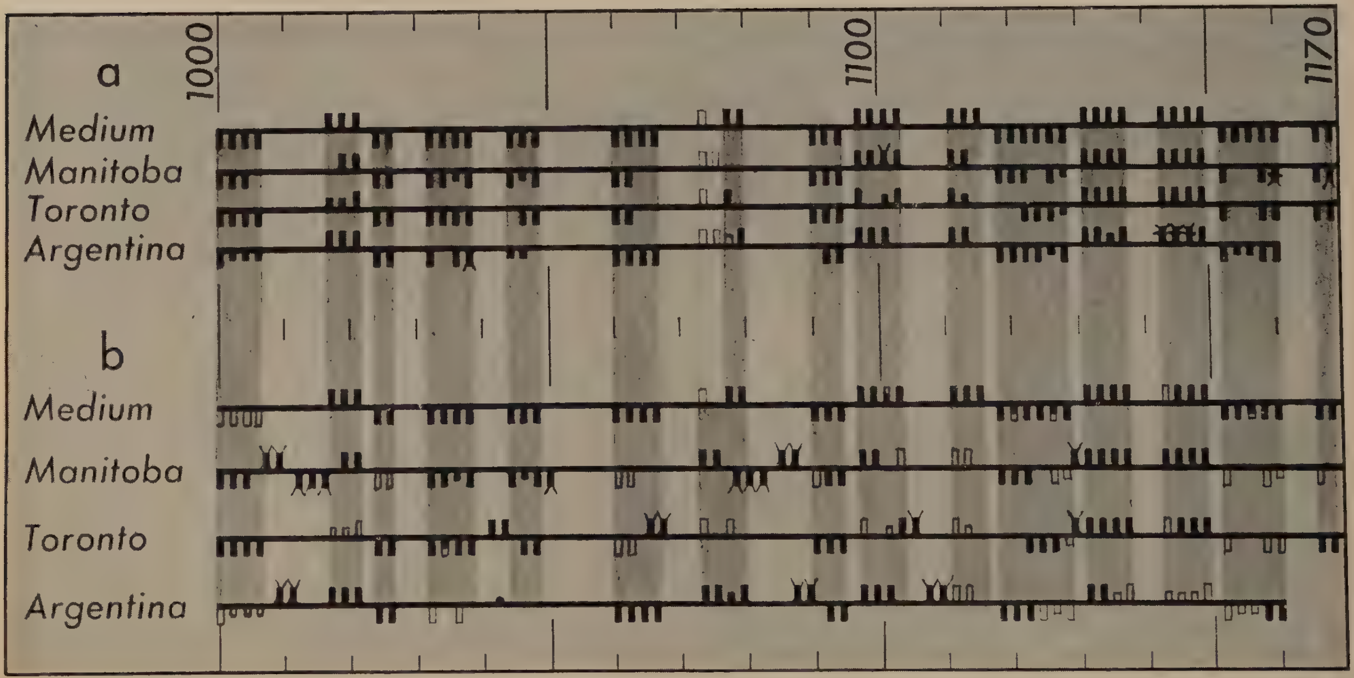


Fig. 1. Some biennial maxima: a, by G. De Geer; b, with changes proposed by E. Antevs. Diverging small lines: to be left out; with a cross-line: to be reduced to halves. Hollow squares: to be put in. Shading: biennial zones.

that this group would extend over four maxima instead of two, while no change could be proved for anyone of the other fourteen groups.

As indicated by small oblique marks, out of my 166 maxima three are to be excluded, and the same number to be marked as incomplete, while all those 19 which ANTEVS will add as overlooked are not acceptable, because they are quite local, as lacking correspondence at other localities, while the definitive proof of normal, biennial maxima is to be found exactly in their universal occurrence, of course where the curve is normally developed and not more or less obscured by local influences. ANTEVS will reject seemingly isolated maxima, but has overlooked that they correspond at other localities to more fully represented groups. When his supposed new maxima, which are devoid of such a support, are omitted, it is obvious that the confrontation in question has led to a most satisfactory verdict concerning the accused biennial variation, obviously confirming its characteristic occurrence with varied but well determined interstices. But for the reading of a registration in soft clay and with many sources of error a certain amount of judgement can not be dispensed of.

With due respect to the possibility of local deviations and even completings by new measurements, the biennial maxima afford a very valuable means of rapidly finding out new teleconnections in the way described above, but the correctness of the connection is of course always to be controlled also by the correspondence of other characteristic varve variations.

As to the case in question, it is rather symbolic that ANTEVS, who still seems to deny the reality of teleconnections, yet finds it necessary to give them another name, and a still longer one, in »telecorrelations». But he may have had a feeling that in reality this latter was something very different.

As a conclusion it may be allowed to remind of the old truth: if you wish to defeat someone, it is not recommendable to paint his caricature on the wall and beat it, you will only hit your own hand.

References.

1. DE GEER, GERARD, Internationell användning av den svenska tidskalan (International application of the Swedish time scale). Ref., Geol. Fören. Förhandl., 1916, pp. 17—23.
2. DE GEER, GERARD, Geology and Geochronology. Data, 19. Geogr. Ann., 1933, pp. 1—52, plates 1—2.
3. ANTEVS, ERNST. The recession of the last ice-sheet in New England. Am. Geogr. Soc., Research Series. No. 11. New York, 1922.
4. DE GEER, GERARD, Om varvserien vid Moen i Sogn. (On the varve series at Moen in Sogn). Geol. Fören. Förhandl., 1932, pp. 529—531.
5. DE GEER, GERARD, Datering av den gotiglaciala isrecessionen i Scanodania (Dating of the Gotiglacial ice-recession in Scano-Dania). Geol. Fören. Förhandl., 1929, pp. 249—252.

Anmälanden och kritiker.

Metamorfosläran kontra den magmatiska teorien.

Av

NILS H. MAGNUSSON.

Med anledning av Prof. P. GEIJERS uppsats om »magmagaserna som förmedlare av regional metasomatisk omvandling» har Dr N. SUNDIUS i senaste häftet av G. F. F. publicerat en uppsats om »magnesiametasomatosen och granatgnejsen». Denna uppsats är visserligen avsedd att vara ett bemötande av GEIJERS ovannämnda inlägg i diskussionen om mitt föredrag på Geol. För:s decembermöte 1934. I realiteten riktar den sig dock främst mot mig och den förklaring av ådergnejsbildningen i västra Sörmland, vartill jag kommit genom mina undersökningar i Kantorps malmtrakt. SUNDIUS anser, att jag saknar sakskäl för min förklaring, att denna förklaring icke är genomtänkt etc. Genom dylika uttalanden kan SUNDIUS icke motbevisa mig, utan endast genom att visa att de iakttagelser, varpå jag bygger, äro felaktiga samt att den förklaring, vartill jag kommit, icke är logiskt bindande. Vidare måste SUNDIUS lämna en mera tillfredsställande förklaring än den jag framlagt. Endast på så sätt kan min förklaring skjutas åt sidan.

Vid varje tillfälle sedan 1928, då gnejsernas problem kommit under debatt, har SUNDIUS framhållit som sin uppfattning, att gnejserna äro uppkomna in situ i samband med en magmatisk differentiationsprocess. Alltsedan jag blev medlem av Geologiska Föreningen, för 17 år sedan, har jag först av H. E. JOHANSSON, sedan av SUNDIUS, väntat att få en verklig förklaring på hur en dylik differentiationsprocess kunnat försiggå, vilken skulle ha givit oss ådergnejserna och deras pegmatitmaterial men ej blott detta utan även kalkstenar, skarnjärnmalmer och kvartsrandiga järnmalmer. Någon sådan förklaring har icke givits och ej heller i SUNDII senaste uppsats finner man den. Endast en stark tro på teoriens riktighet. De avgörande detaljerna återstå, enligt SUNDIUS själv, ännu att utforma, trots att teorien uppställdes för 28 år sedan. I detta sammanhang måste jag på det kraftigaste påtala att SUNDIUS i denna uppsats, liksom vid tidigare tillfällen, låtit framskymta, att jag och andra anhängare av metamorfosläran arbeta med förutfattade arbetshypoteser och icke låta teorien framväxa allt efter som fakta hopa sig i fält. Den magmatiska teoriens anhängare skulle däremot ha förmågan att förutsättningslöst iakttaga och samla fakta. I ett diskussionsinlägg efter mitt föredrag i jan. 1932 om metamorfosen i det mellansvenska urberget säger dock SUNDIUS klart och tydligt ifrån, att han utgår ifrån, att våra gnejser icke äro regionalmetamorfoserade efter komplexernas en gång skedda bildning. Hur kan SUNDIUS efter en dylik förklaring vara nog förmäten att säga sig icke arbeta med förutfattade meningar. Jag har framdragit detta för att om möjligt få SUNDIUS att övergå till saklig polemik och upphöra med nedsättande omdömen om andras sätt att arbeta. När SUNDIUS använder dylika metoder, måste man göra den reflexionen, att sakskälen tryta.

I ett hänseende måste man dock vara SUNDIUS tacksam för den senaste uppsatsen, därför nämligen, att han låtit sin nya uppfattning om det mellansvenska urberget skymta fram i sina allmänna drag. Enligt denna uppfattning skulle alla övergångar finnas mellan de in situ differentierade magmamassorna i våra gnejskomplex och urgraniterna och mellan dessa senare och en del av leptiterna. Leptiterna kulle endast till en del vara effusivbergarter. En stor del av dem skulle vara randfaciesbildningar till urgraniterna. Enligt SUNDIUS skulle fullständiga övergångar flerstädes kunna konstateras mellan leptiterna och urgraniterna. Under 15 somrar har mitt arbete i fält främst varit förlagt till Bergslagen och jag har ingenstädes funnit dylika kontinuerliga övergångar mellan leptiterna och urgraniterna. Jag har flerstädes funnit graniterna övergå i leptitartade randfacies, vilka i stuff ofta varit svåra att skilja från de effusiva leptiterna. Detaljobservationer ha dock alltid, även i dylika fall, visat, att skarpa kontakter föreligga. Förf. misstänker starkt, att det, i de fall SUNDIUS syftar på, kan vara frågan om dylika leptitliknande randfaciesbildningar till urgraniterna. Mellan dem och urgraniterna finnas naturligt nog alla övergångar. Inom gnejsområdena och i övergångsområdena till dem blir det däremot i allmänhet synnerligen svårt, ofta omöjligt att iakttaga de skarpa gränser, som ursprungligen förelegat. Att, såsom SUNDIUS gör, beteckna den förklaringen, att kontakterna i dylika fall blivit maskerade genom senare metamorfos, som en hjälphypotes i desperation är i stil med hans övriga bevisföring, men kan ej i och för sig godtagas som ett bevis mot metamorfosläran. Förf. anser sålunda, att hittills inga bevis framdragits för att en stor del av leptiterna skulle vara randfaciesbildningar till urgraniterna. Att inom mera gnejsiga områden svårigheter kunna uppstå att skilja urgraniternas randbildningar från de effusiva leptiterna är snarare ett bevis för än emot metamorfosläran.

Att en kemisk frändskap förefinnes mellan leptiterna och urgraniterna är ett allmänt känt faktum, vilket alla forskare, som syssla med mellersta Sveriges urbergsproblem, äro eniga om och även räkna med vid sina förklaringsförsök. Att urgraniterna genetiskt höra samman med de effusiva leptiterna torde även vara en allmän åsikt bland geologerna. Vanligen uttryckes detta så, att urgraniterna utgöra de effusiva leptiternas motsvarande intrusivbergarter eller djupbergarter. Urgraniterna äro alltid yngre än angränsande leptiter och av allt att döma måste de även vara yngre än gråvackorna och skiffrarna, vilka, åtminstone inom de västra delarna av Bergslagen (Värmland, Örebro län och södra Dalarna), uppbygga en övre sedimentär etage. Icke ens i det ännu yngre konglomeratet i Grythyttefältet ha bollar av granit kunnat iakttagas, vilket gör det sannolikt att även detta konglomerat är äldre än urgraniterna. Detta visar, att en kraftig sedimentationsperiod infallit mellan de vulkaniska leptitbergarternas uppkomst och urgraniternas framträngande till sina lägen. Trots den kemiska frändskapen och det genetiska sambandet finnes sålunda en väsentlig skillnad till tiden mellan de vulkaniska bergarterna och urgraniternas framträngande. Detta är en väsentlig sak, som starkt talar emot SUNDII nya förklaringsförsök av det äldre urberget i mellersta Sverige, enligt vilket leptiterna och urgraniterna även till tiden skulle vara närmare sammanknutna. H. E. JOHANSSON, som betraktade urgraniterna och leptiterna som differentiationsprodukter in situ ur samma magma, var konsekvent nog att inse, att i så fall även gråvackorna och skiffrarna måste vara dylika magmatiska produkter, en konsekvens som Sundius ännu synes rygga tillbaka för, men som synes mig förr eller senare bliva lika oundviklig för honom som den var för Johansson.

Emedan Sundius ännu anser hälleflintorna och en del av de mera finkorniga leptiterna vara effusivbergarter, måste han för de områden, där dessa uppträda, godtaga ett flertal omvandlingsprocesser såsom kontaktmetamorfos från urgraniterna liksom från de yngre graniterna samt magnesiametasomatos. Så synes Sundius, om än med tvekan, godtaga de metasomatiska omvandlingar jag beskrivit i Persbergs malmtrakt. Genom intensivare omvandlingar av samma slag uppkomna bergarter inom andra delar av Bergslagen tyder han antingen som intrusivbergarter tillhörande urgranitserien eller som uppkomna genom sent kristalliserande och mineralombildande lösningar, som funnits i leptitbergartens hela massa. Hur Sundius ur Geijers beskrivning av Falu gruvor kunnat komma fram till den förklaringen, att den malmen omgivande och delvis även malmförande kvartsiten utgör en intrusivkropp är mig en gåta. Denna förklaring leder även fram till, att de vid kvartsitbildningen dränkta kalkstenarna och skarnbergarterna, vilka uppträda samman med kalkstenarna, även tillhöra intrusivkroppen som differentiat ur denna, en i högsta grad osannolik förklaring.

Sundius anför vidare det av H. E. Johansson beskrivna Flogberget som ett antagligt exempel på en direkt kristallisation in situ av sådana bergartstyper, vilka vanligen skildras som senare metasomatiska omvandlingsbergarter. Förf. har under senare år i samband med karteringsarbeten för det geologiska kartbladet Smedjebacken haft tillfälle att ingående studera leptitformationen inom de trakter, där Flogbergets intressanta fyndighet är belägen. I leptitformationen träffas där flera fält av metamorfa skiffersediment, underlagrade av gråvackebergarter på samma sätt som inom Grythytte-, Saxå- och Ställdalenfälten och i leptitkomplexen under sedimenten träffas flerstädes lager av otvivelaktiga agglomerat samt av kalkstenar, varför intet tvivel torde behöva råda om att leptitformationen i dessa trakter består av ytbildningar. Detta gäller även de bergarter, leptit och kalksten, vari Flogbergsfyndigheten är belägen. Den in-situ-differentiation, som Sundius, i enlighet med H. E. Johanssons tidigare förklaring, finner antaglig, skulle sålunda ha försiggått i en ytbergartskomplex, i en lavabergart. Ej blott de gedrit-cummingtonit-antofyllitförande delarna av omgivande leptit utan även malmerna, skarnmineralen och kalkstenarna skulle vara differentiationsprodukter in situ i en lava, en enligt min mening absurd tanke. Studerar man området ifråga i ett större sammanhang, finner man från trakterna S om Hagge över Hillensjöarna mot Skisshyttan och trakten N därom flerstädes regionala omvandlingar av leptitbergarterna till gedrit-cummingtonit-, ofta även cordieritförande bergarter. Att det här är fråga om omvandlingsbergarter framgår med all önskvärd tydlighet av de fältgeologiska iakttagelserna. Alla övergångar finnas mellan ej omvandlade, svagt omvandlade och starkt omvandlade bergarter på samma sätt som inom Filipstads bergslag, där Sundius, som nämnt, anser processer av metasomatisk art vara tänkbara, och rester av oomvandlade leptiter träffas inne i omvandlingsbergarterna. Gränszonerna för omvandlingsbergarterna skära ofta över den i leptitformationen iakttagbara parallellstrukturen, över agglomeratlager o. s. v. Samma skäl, som tala för de metasomatiska omvandlingarna i Persberg, äro användbara och kanske i ännu högre grad inom områdena Ö om Ludvika.

Att omvandlingsbergarterna visa en sådan stark variation vid Flogberget beror på, att omvandlingen där träffat en äldre skarnjärnmalm, uppträdande samman med kalksten. Jag finner därför den JOHANSSON-SUNDIUSka förklaringen av Flogbergsfyndigheten ohållbar. SUNDIUS synes i sin allmänna förklaring av mellersta Sveriges äldre berggrund söka rädda Grythyttefältets och de svagare metamorfa leptitområdenas natur av ytbildningar samtidigt som han söker rädda så mycket som möjligt av H. E. JOHANSSONS magmatiska teori. Detta leder dock till den ena inkonsekvensen efter den andra. Exemplet med Flogbergsfyndigheten är endast ett exempel bland de många, som skulle kunna framdragas.

SUNDIUS framdrager även Myrbackstypens malmer i Riddarhyttefältet till förnyad diskussion. Under det att han tidigare anslutit sig till GEIJERS teori, att Myrbacksmalmernas material levererats av urgraniterna, anser han nu, att nämnda typs både malm- och skarnmineral härröra från den omgivande sidostenens magma. Förf. hade sistlidne sommar tillfälle att tillsammans med Prof. GEIJER, som tidigare lämnat en ingående beskrivning därav, studera Riddarhyttefältet, och dess skilda malmtyper. För Myrbackstypens malmer kom jag till den bestämda övertygelsen, att det är fråga om starkt omvandlade kvartsrandmalmer. Där dessa äro bättre bevarade, såsom i Sjöorten och andra ställen, uppträder även blodsten i malmen, och den ursprungliga randningen är ofta synnerligen väl bevarad. Den metasomatiska omvandlingen med biotit-almandinbildning, kvartsitbildning etc. har skett i samband med en mer eller mindre riklig kisimpregnation. De randiga blodstenar och svartmalmer, som här och var iakttagas samman med Myrbackstypens malmer, utgöra bättre bevarade delar av de ursprungliga sedimentära malmerna och förbinda dessa nära med övriga sedimentära malmer inom området (Blåkulla-, Korpgruve- och Haraldsjötyperna). Jag kan ej se annat än att även dessa, av GEIJER som sedimentära tydda malmtyper, under dessa förhållanden av SUNDIUS måste få samma genetiska förklaring som Myrbackstypens malmer. Blåkullatypens malmer äro synnerligen nära besläktade med de av SUNDIUS beskrivna Sångsmalmerna, vilka av honom tydas som sedimentära. Det synes mig därför som om SUNDII nuvarande uppfattning konsekvent skulle leda till ett förnekande av förekomsten av sedimentära malmer över huvud taget i den mellansvenska leptitformationen, även för de delar därav, vilka ännu av SUNDIUS betraktas som varande ytbildningar. Jag har framdragit detta exempel för att ytterligare visa att SUNDIUS icke insett, vilka långt gående konsekvenser som följa med hans nya inställning till de malmgeologiska problemen i Bergslagen.

Mot SUNDII uppfattning, enligt vilken allt mer och mer ryckes in bland de djupmagmatiska fenomenen, vill jag ställa min egen uppfattning, enligt vilken vi från början hade endast några få enkla järnmalmstyper, nära sammanhörande med den vulkaniska verksamheten. Dessa järnmalmstyper ha sedan omvandlats mer eller mindre kraftigt i samband med en eller flera omvandlingsprocesser. Det är dessa omvandlingsprocesser, som skapat de stora strukturella, kemiska och mineralogiska malmtypsvariationer som de malmförande delarna av mellersta Sverige nu uppvisa. Dessa omvandlingsprocesser kunna med lätthet studeras i fält och, även om vi icke för närvarande kunna i allo förklara varje detalj i de kemiska och mineralogiska förändringar de åstadkommit, är detta intet skäl att bortförklara dem på ett sätt, som strider mot årtiondens samlade erfarenhet.

Vad frågan om Sörmlandsgnejsernas bildning beträffar, skulle jag kunna hänvisa till min under arbete varande uppsats om Berggrundsproblemen inom Kantorps malmtrakt. Då SUNDIUS emellertid i en mycket väsentlig fråga tillägger mig en uppfattning, som jag aldrig muntligen eller skriftligen uttalat, anser jag mig tvungen att med några ord bemöta hans kritik även i gnejsfrågan. SUNDIUS säger, att jag tidigare tänkte mig, att omvandlingen av västra Sörmlands bergarter till ådergnejser skulle ha orsakats av Stockholmsgraniterna, från vilka de nödvändiga lösningarna levererats, men att jag senare tillgripit den hypotesen, att området i stort underlagras av en granitmassa, från vilken de erforderliga lösningarna härstamma. I min uppsats om metamorfosen i det mellansvenska urberget framhöll jag, att »en revision av Sörmlands gnejskomplex skulle visa, att yngre graniter tillhörande Fellingsbroserien spela en mycket stor roll och att deras medverkan vid skapandet av pegmatitgnejserna varit väsentlig. Detta får ej tydas så, att allt det pegmatitmaterial, som uppträder på en mångfald olika sätt i gnejserna, skulle ha kommit från graniterna. I själva verket torde detta, om man ser på komplexen i dess helhet, vara underordnat gentemot det material, som genom graniternas tillskyndan mobiliserats inom de äldre bergarterna själva.» Genom mina under de trenne följande somrarna gjorda undersökningar inom Kantorps malmtrakt ha mina synpunkter förändrats så tillvida, att jag funnit, att de yngre graniter, som uppträda inom denna malmtrakt, själva måste ha alstrats i samband med de processer, som skapat gnejskomplexens pegmatitmaterial, vilket än uppträder som ådror, än som mera rörliga, intrusiva massor. Både ådrorna och de yngre graniter, som sammanhänga med dem, äro att betrakta som palingena bildningar, det vill säga: de ha uppkommit ur berggrunden själv. Dessa intrusiva graniter liksom de granitiska lösningar, som åstadkommit de metasomatiska omvandlingar, vilka följa pegmatitiseringen åt, måste ha kommit från djupare liggande pegmatitiseringshärdar. Någon subkrustal granitmassa har jag aldrig antagit och jag anser det icke heller nödvändigt att antaga en sådan. SUNDII kritik av teorien om den subkrustala granitmassan visar sålunda, att han ej förstått eller velat förstå min förklaring, och hans kritik går därför vid sidan om den förklaring jag lämnat av ådergnejsbildningen inom Kantorps malmtrakt.

Att de yngre graniter av den typ, som uppträder inom Kantorps malmtrakt, samt de i större massor uppträdande pegmatiterna äro nära förbundna med ådergnejserna själva synes emellertid SUNDIUS och jag vara ense om. Våra förklaringar skilja sig däremot väsentligt från varandra. SUNDIUS utgår, såsom han själv, som nämnt, klart framhållit, från att våra gnejser icke äro regionalmetamorfoserade efter komplexernas en gång skedda bildning. Han har därmed i realiteten i förväg bundit sig för det magmatiska åskådningssättet och han har tydligt framhållit som sin mening, att enda vägen att nå resultat inom gnejsterrängerna är en kemisk kartering enligt H. E. JOHANSSONS principer. Jag anser däremot, att de successiva övergångar, som kunna konstateras ej blott mellan gnejserna och urgraniterna utan även mellan gnejserna och leptitformationens bergarter tala sitt tydliga språk, att gnejserna uppkommit genom metamorfos av urgraniter och till leptitformationen hörande bergarter (leptiter, skiffrar, kalkstenar och järnmalmer). Dessa successiva strukturella övergångar kunna icke förklaras av den magmatiska teorien. Ej heller kan denna teori förklara de reliktpartier av ovan nämnda bergarter, som i riklig mängd kunnat iakttagas inom Sörmlandsgnejserna.

Om de fältgeologiska iakttagelserna sålunda tala sitt tydliga språk till förmån för metamorfosläran, måste de kemiska och mineralogiska säregenskaper, som Sörmlandsgnejserna uppvisa, sammanhänga med omvandlingsprocesserna. Detta är, vad jag kan finna, en logiskt bindande tankegång, som dessutom stödes av de fältiakttagelser jag kunnat göra inom Kantorps malmtrakt. Fältiakttagelserna peka dessutom bestämt i den riktningen, att de kemiska förändringarna inträffat i samband just med den pegmatitiseringsprocess, som givit oss ådergnejserna inom Kantorps malmtrakt och därmed äro vi framme vid antagandet av metasomatiska materialförflyttningar såsom orsak till de kemiska säregenskaper som Sörmlandsgnejserna uppvisa. Jag har med detta resonemang velat visa, att om man kommit till den slutsatsen, att gnejserna fått sin nuvarande utbildning genom senare metamorfos, bli, med den utbildning och sammansättning Kantorps malmtrakts ådergnejser hava, de metasomatiska materialomsättningarna en logisk nödvändighet.

Även om jag för Sörmlandsgnejserna i gemen skulle ha överdrivit betydelsen av dessa metasomatiska omsättningar genom att underskatta skifferinslaget i gnejskomplexen, kan man icke komma ifrån, att metasomatosen spelat en stor roll. Icke ens SUNDIUS synes mig ha kunnat frigöra sig från densamma, även om han förlägger omsättningarna till det senmagmatiska stadiet, under det att förf. på grund av de fältgeologiska iakttagelserna ser dem som led i en metamorf differentiation vid hög temperatur och på stort djup.

Till frågan om den mellansvenska magnesiametasomatosen.

Av

PER GEIJER.

Uti Dr NILS SUNDIUS' uppsats »Magnesiametasomatosen och granatgnejsen», i Förhandlingarnas senaste nummer, upptagas till diskussion flera sidor av den mellansvenska magnesiametasomatosen, delvis i direkt anknytning till mitt inlägg i fjolårets sista häfte. Med tillfredsställelse kan jag nu konstatera, att SUNDIUS' uppfattning i vissa frågor ej så mycket avviker från min egen, som hans muntliga inlägg i diskussionen $^6/_{12}$ 1934 kom mig att förmoda. Genom SUNDIUS' uppsats har emellertid diskussionen ytterligare utvidgats, och några sidor i hans framställning föranleda mig att ånyo taga till orda.

Först ett förtydligande. SUNDIUS säger sig icke hava något att erinra emot teorien om en magnesiametasomatos i och för sig, utan endast mot vad han kallar »en icke genomtänkt och osannolik tillämpning av teorien». Då han i detta sammanhang även hänvisar till mitt inlägg, är det mig ytterst angeläget att betona, att jag icke vill identifieras med denna formulering. Över huvud taget vill jag ej utan nödtvång uttala något bestämt ställningstagande i en fråga, där ej mina egna erfarenheter äro åtminstone någorlunda jämförliga med övriga diskuterande parters. Naturligtvis anser även jag, att överdrifter beträffande de metasomatiska omsättningarnas roll äro att undvika. Men jag vill understryka, att de överdrifter, som kunna ifrågakomma, mestadels äro så att säga mera kvantitativa än kvalitativa.[1] Faran av att underskatta de metasomatiska processernas betydelse är större. Om man uppfattar en metasomatiskt förändrad bergarts sammansättning såsom primär, så inför man, exempelvis i behandlingen av magmatiska differentiationsprocesser, felaktiga termer i ekvationen.

Mycket av vad SUNDIUS nu har att anföra, exempelvis rörande förhållandet mellan leptiterna och urgraniterna, undandrager sig kritisk diskussion, tills dess att iakttagelsematerialet presenterats. Jag vill emellertid livligt instämma i den grundtanken, att ett mycket nära genetiskt sammanhang föreligger mellan dessa båda bergartsgrupper. Denna åsikt, som SUNDIUS förträffligt framhållit i en tidigare publikation,[2] stödes även av mina egna erfarenheter under de senaste årens arbeten. Samma erfarenheter föranleda mig emellertid att varna mot den tendens, som jag skulle vilja uttrycka så, att den riskerar att ersätta sammanhanget med en sammanblandning. De passa bättre ihop med den uppfattning, som SUNDIUS formulerat i Grythyttemonografien, enligt vilken den sedimentära etagen ovanpå leptiterna markerar en hiatus mellan de båda ifrågavarande eruptivgrupperna.[3]

Jag måste även reagera mot en sådan formulering hos SUNDIUS som denna (rörande gränsförhållanden mellan leptit och urgranit): »Övergången är i vissa fall så tydlig, att teorien om en maskering genom metamorfos endast kan betraktas som en hjälphypotes i desperation.»[4] Jag vet ju ej, vilket fall som avses, och det är ingalunda säkert, att jag skulle ställa mig på den ståndpunkt, som SUNDIUS kritiserar. Snarare förmodar jag — med hänsyn till mig bekanta fall — att en motsättning i uppfattningarna kunde befaras därutav, att leptit kan givas en enbart petrografisk eller en både geologisk och petrografisk innebörd. I det senare fallet, d. v. s. om en leptit skall vara ett led i den suprakrustala formationen (vilket jag anser vara den riktiga användningen av termen), har jag mig ej bekant någon övergång mellan urgranit och leptit. I det förra åter, om termen leptit blott avser en bergart av viss sammansättning och struktur, så måste vissa randzoner hänföras till leptitbegreppet, och dessa randzoner kunna, om angränsande leptitformation har samma kemiska karaktär, blott med stor svårighet fältgeologiskt skiljas från sagda formation. Mänsklig oförmåga att urskilja en gräns innebär dock ingen garanti för, att en dylik ej förekommer eller förekommit. Med allt erkännande av att jämförelsen något haltar, vill jag erinra om SUNDIUS' egen ståndpunkt i ett annat fall (s. 103), där han om vissa vattenrika magmor säger att de »måste antagas böra återverka omvandlande på sidosten och inneslutningar, dymedelst maskerande sina gränser, på grund av sitt rika innehåll av lättflyktiga ämnen». Skillnaden i argumentationens bärkraft synes mig ej vara så stor emellan vad som betecknas såsom »en hjälphypotes i desperation» och vad som presenteras såsom ett värdefullt nytt uppslag, att det citerade uttrycket har något i framställningen att göra.

---

[1] Jag undantager sådana hypoteser som den (i Amerika framförda), att pegmatiternas genomväxningsstrukturer skulle vara uppkomna på metasomatisk väg. Dylikt hör till vad jag vill beteckna såsom även kvalitativt fel.

[2] G. F. F. 43: 572.

[3] S. G. U., ser. C, n:o 312, s. 219.

[4] G. F. F. 57: 96.

Den med sulfidmalmerna förknippade magnesiametasomatosen behandlas av SUNDIUS särskilt i två avseenden. Den ena sidan gäller förefintligheten av »lågmagmatiska» differentiationsprodukter, uppträdande i samband med de metasomatiskt verksamma lösningarna. Den andra sidan gäller möjligheten att magnesiametasomatos, analog med den till urgraniterna anknutna, försiggått även i närmaste anslutning till leptiterna.

SUNDIUS beräknar, genom ett teoretiskt resonemang, att en fraktionering, som producerat sådana lösningar som de, vilka åstadkommit magnesiametasomatosen, också måste resulterat i fraktioner med relativt låg halt av »lösningsmedel», sålunda närmast magmalösningar med en genom flyktiga komponenters närvaro starkt nedsatt temperatur. Man kan naturligtvis tveka angående lämpligheten att använda termen magmatisk för dylika fall. »Pneumotektisk» har ju framförts i syfte att undvika missförstånd. Emellertid spelar ju namnet mindre roll, när man ändå har gjort klart för sig, vad man menar.

Jag är fullständigt ense med SUNDIUS däruti, att dylika bildningar förekomma, och att de i vissa geologiska miljöer nå en mycket stor betydelse. Då jag emellertid icke kan följa SUNDIUS med avseende på det område, som nu närmast beröres av diskussionen, kan det måhända vara till hjälp för ömsesidig förståelse av synpunkter, om jag först något uppehåller mig vid andra områden, där meningsskiljaktigheterna i jämförliga frågor torde vara mindre.

Sedan tjugofem år tillbaka har jag förfäktat en tolkning av järnmalmerna av Kirunatyp såsom »restmagmor». Det har därvid visat sig, att termen »magmatisk» haft mycket lätt att slå igenom, men att den lika viktiga »lågmagmatiska» tendensen i malmdifferentiationen vanligen ej tillräckligt uppmärksammas. Det förutan får man emellertid en alldeles skev bild av differentiationens natur och av övergångarna till andra malmtyper. I dessa sammanhang har jag kritiserat användningen av termen hydrotermal för sådana fyndigheter som Iron Mountain (Missouri), och särskilt vänt mig emot obefogad extrapolation av tolkningen av de i begränsad skala konstaterade metasomatiska företeelserna vid många hithörande fyndigheter.[1]

Kisförande differentiat av besläktad natur har jag studerat i Järnboås,[2] där jag fann en fortsättning utav den av SUNDIUS i Grythyttetrakten studerade kisgruppen, jämte några nya varianter. Däremot misslyckades ett försök att vid kisfyndigheterna på Karlberget i Frostviken erhålla några data, som kunde belysa just gränserna mellan lågmagmatisk kristallisation och metasomatisk malmbildning.

Då SUNDIUS nämner analogier från fjällen, må också påpekas, att fjällkedjans kisfyndigheter erbjuda typiska svårigheter vid avgörandet av de olika processernas roll. Den ståndpunkt, som kunde nöja sig med titeln »magmatisk differentiation», är ju sen länge övergiven. Differentiationens åtminstone till stor del lågmagmatiska natur samt de metasomatiska processernas nu insedda kvantitativa betydelse giva problemet en mycket mera brokig aspekt. (Man jämföre nyare arbeten av FOSLIE, THOROLF VOGT, CARSTENS, ALVAR HÖGBOM, m. fl.). Det framgår emellertid också med all tydlighet, att man ifråga om själva malmbildningen måste räkna med injektion i vissa fall och med metasomatos i andra.

---

[1] Jfr S. G. U., ser. C, n:o 367, s. 27—29.

[2] Zeitschr. f. prakt. Geol., Bd 36, 1928, H. 10—11.

Samma tolkningsmöjligheter komma under diskussion, då det gäller kisfyndigheterna i Huelva. För dessas vidkommande föreligga dock endast svaga skäl för en magmatisk tolkning. Så t. ex. gjorde den argumentation i dylik riktning, som framfördes vid geologkongressen 1926, ett intryck av ganska påfallande svaghet och ytlighet, liksom för övrigt de fältiakttagelser, som vid samma tillfälle blevo möjliga, avgjort talade för en metasomatisk tolkning.[1]

Det torde emellertid av ovanstående framgå, att jag är fullt på det klara med att »lågmagmatiska» intrusioner samt metasomatiska processer kunna förekomma i nära samband med varandra, ävensom att proportionerna dem emellan kunna växla inom de vidaste gränser.

När det gäller de mellansvenska sulfidmalmerna är dock min erfarenhet den, att metasomatosen dominerar mycket starkt. Till sådana produkter, vilka icke böra tolkas såsom metasomatiska, kunna blott hänföras en del gångformigt uppträdande kvartskroppar, ofta med sulfider, stundom med andalusit eller turmalin, undantagsvis med cordierit; måhända kunna även vissa smärre kompakta sulfidkroppar vara jämförliga. Ovisst är, huruvida dessa bildningar uppkommit vid sådan temperatur, att termen »lågmagmatisk» är tillåtlig och ej bör ersättas med hydrotermal. Metasomatiska äro emellertid i alla händelser icke kvartsgångarna. Det kan påpekas, att just dessa erbjuda vissa analogier med de såsom lågmagmatiska injektioner tolkade bildningarna i samband med fjällkiserna. Men varken de större mellansvenska sulfidmalmerna eller de karakteristiska malmkvartsiterna lämna rum för annan tolkning än metasomatosen. De största sulfidkropparna i denna malmbildningsprovins, Falu gruvas pyritstockar, äro, efter vad man numera (1935) vet, nästan alltigenom uppkomna genom förträngning av dolomit. Även för alla andra sulfider i kalksten eller dolomit är det metasomatiska uppträdandet typiskt. Alla slag av hårdmalmer åter äro, geologiskt sett, delar av malmkvartsit eller dylika bergarter. Och beträffande dessa bergarter kan någon annan tydning än metasomatosen icke motiveras.

Sundius framkastar emellertid nu — låt vara som en hypotes, men tydligen med den tanken, att uppslaget innebär ett framsteg — att det av malmkvartsit och glimmerskiffer uppbyggda området vid Falun kan till väsentlig del vara en (lågmagmatisk) intrusion. Jag måste för min del på det uppriktigaste beklaga, att en forskare med Sundius' ställning, och med de krav på andra, som illustreras av det förut citerade uttrycket om »en icke genomtänkt tillämpning» av en teori, velat i diskussionen införa ett sådant hugskott. Vad skall det tjäna för ändamål, när redan en mycket enkel orientering i de lokala geologiska förhållandena ger bilden av en komplexitet, en ordningsföljd av händelser, av långvariga metasomatiska omsättningar och mera episodiska intrusioner av granitisk och basisk magma, av veckningar och förkastningar — vilket allt skulle inrangeras under en intrusion av malmkvartsit och dess kontakteffekter? Saken gagnas ej av dylikt. Den enda effekten är, att den, som känner till vederbörande fakta, blir nedstämd inför ett sådant sätt att behandla dem.

Den enda motivering, som anföres, är den i och för sig alldeles riktiga reflexionen, att bergartsområdet ifråga till sin form erinrar om en intrusion. Men låt oss då komma ihåg, att även omvandlande lösningar intränga i berggrunden, och att de, liksom intrusioner, därvid i mångt och mycket dirigeras av de tektoniska förhållandena!

---

[1] Jfr härom G. F. F. 49: 212 samt uppsats av Bateman i Econ. Geology, vol. 22, 1927, s. 569.

Återstår frågan, huruvida magnesiametasomatos förekommit även under leptitformationens bildningstid.

Sundius påpekar i detta sammanhang, att släktskapen mellan leptiterna och urgraniterna giver anledning förmoda, att dessa båda eruptivgrupper avgivit likartade »senmagmatiska sekret». Jag har själv under pågående arbeten gjort samma reflexion. Men man måste också erinra sig, att de fysikaliskt-kemiska faktorerna, ej minst trycket, varit så pass olika i de olika fallen, att de kristalliserade produkterna måst bliva helt olika. Man behöver endast erinra sig, huru oerhört sällan som kontaktmetasomatiska fyndigheter uppträda i anslutning till en ytbergart, och huru vanliga de äro vid motsvarande hypabyssiska och djupbergarter.

Alla de områden, inom vilka jag hittills haft tillfälle studera dylika metasomatiska bergarter i någon större skala i Bergslagen, visa ett beroende av veckningstektoniken, som utesluter, att företeelsen är att hänföra till leptitformationen som sådan. Såsom jag redan i mitt förra inlägg påpekade, ligger en av de viktigaste arbetsuppgifterna just uti att närmare precisera relationerna mellan omvandlingarna och tektoniken. Detta är framför allt den praktiskt viktiga sidan av saken.

Naturligtvis vill jag ej bestrida möjligheten av att lösningar av motsvarande sammansättning kunnat operera redan under leptitformationens uppbyggande. Men jag måste tro, att denna möjlighet har endast helt begränsad räckvidd.

Sundius menar emellertid, att ett samband kan påvisas mellan den omvandlade leptitens och den resulterande omvandlingsbergartens kemiska karaktärer, och att detta skall förklaras på så sätt, att bergarten själv levererat de omvandlande lösningarna. Härtill äro dock två erinringar att göra. För det första måste man ju alltid tänka sig, att en kemisk omvandling av en bergart icke blir helt oberoende av utgångsmaterialets kemiska karaktär. Även om ett fullt konsekvent dylikt samband förelåge, skulle Sundius' slutsats sålunda i alla fall vara osäker. För det andra föreligger icke något dylikt samband av sådan art, att man får utnyttja det på detta sätt. Visserligen kan man, åtminstone om man lägger upp frågan på ett visst (men fullt korrekt) sätt, få fram någon statistisk övervikt för vissa relationer. En dylik »hälften-plus-en-parlamentarism» kan dock ej läggas till grund för en naturlag. Jag har också själv en gång[1] varit inne på den ifrågavarande, tidigare av H. Johansson framförda hypotesen om ett sådant samband, men har inför ökade erfarenheter fått släppa den.

Man synes mig också, genom vad jag vill betrakta såsom överdrift i detta hänseende, riskera att bringa i misskredit satsen om ett dylikt samband mellan leptittyper och järnmalmstyper. Jag har visserligen även själv kunnat påvisa ytterst viktiga undantag från tidigare formulerade regler i dessa avseenden, men anser likafullt saken förtjänt av den livligaste uppmärksamhet.

Slutligen vill jag i detta sammanhang beröra ännu en punkt. Sundius upptager mitt påpekande, att malmkvartsiter av mellansvensk typ äro sällsynta, och vill därav draga den slutsatsen, att sådana lösningar, som resulterat i bildningen av dylika bergarter, också äro sällsynta. Men i verkligheten är fallet raka motsatsen! »SiO_2-, MgO- och FeO-rika och samtidigt kalksilikatfattiga restlösningar» (SUNDIUS, s. 101) — uttrycket karakteriserar precis de lösningar, som producerat all världens kontaktfyndigheter. Mg-halten varierar måhända åtskilligt, men, såsom jag många gånger påpekat, är en hög Mg-halt ej något ovanligt. Ovanligt är endast, att dylika lösningar vid omvandling av kvarts-fältspat-bergarter resultera i bl. a. Mg-Fe-Al-silikat. Ej ens denna omvandling är f. ö. inskränkt till den mellansvenska leptitformationen. Den återfinnes både i Skelleftefältet och i västra Quebec, ehuru de berörda suprakrustalformationerna åtskilligt avvika från den mellansvenska. Man bör därför icke överdriva den sistnämndas märkvärdighet. Den ger oss problem nog ändå!

---

[1] G. F. F. 47: 354—355.

I mitt förra inlägg utgick jag därifrån, att vissa tidigare framställningar av mellansvenska urbergsgeologiska förhållanden kunde tjänstgöra såsom en för alla intresserade gemensam plattform. Dr SUNDIUS' uppsats har visat, att så i väsentlig utsträckning fortfarande är fallet. I vissa avseenden synas emellertid det senaste årtiondets erfarenheter ha fört oss in på något divergerande banor i det fortsatta forskningsarbetet. Det är klart, att i en sådan situation en polemik riskerar att i viss mån hänga i luften. De iakttagelser, som utgöra de nya argumenten, finnas icke framlagda. Man har då föga annat att göra än att mer eller mindre summariskt konstatera, huruvida motpartens synpunkter finna något stöd i ens eget iakttagelsematerial eller icke. Det är under sådana omständigheter ofrånkomligt, att meningsutbytet ej alltigenom kan givas den form, som man annars helst ser förverkligad.

Om magnesiametasomatosen.

Ett genmäle.

Av

SVEN GAVELIN.

I sin diskussion av magnesiametasomatosen i senaste häfte av G. F. F. har Dr SUNDIUS bl. a. behandlat de inom Björnbergsfältet förekommande magnesiarika bergartsleden och därvid kritiserat den av mig framställda tolkningen av nämnda bergarter. Då emellertid SUNDIUS' kritik åtminstone delvis har sin grund i en missuppfattning av min tolkning, och då förhållandena inom Björnbergsfältet även synas mig innehålla vissa drag av allmänt intresse för frågan om magnesiametasomatosens natur, vill jag i korthet precisera min ståndpunkt.

Mina skäl för att förklara cordierit-gedritbergarterna som resultatet av en metasomatisk omvandling byggde dels på analogislut från andra delar av Bergslagen, dels även på vissa speciella drag inom fältet ifråga. Vad som starkt talar emot SUNDIUS' förmodan att de kemiska variationerna skulle vara av primär natur är, att de som metasomatiska omvandlingsprodukter tolkade bergarterna äro tämligen oberoende av den äldre lagerföljden och övertvära de primära texturerna. Vidare kan man konstatera ett otvetydigt geografiskt samband mellan cordierit-gedritbergarterna och de magnesiarika skarntyperna. Dessa sistnämnda kunna emellertid bevisas vara av sekundär natur. Såväl de direkta fältiakttagelserna som den mikroskopiska undersökningen av cummingtonitskarnen från trakten SV om Pullero visa att cummingtoniten är bildad ur ett äldre aktinolitskarn.

Beträffande de kvarts-albitstenar, som uppträda i nära samband med de cordierit-gedritförande bergarterna, har jag ingalunda menat, att de skulle vara att betrakta som oomvandlade relikter. Jag kom vid studiet av kvarts-albitstenarna till den uppfattningen, att de äro produkter av en mindre intensiv metasomatisk omvandling. Då jag vid den mikroskopiska undersökningen ansåg mig kunna konstatera en tydlig tendens till större mobilitet för kali i förhållande till natron vid metamorfosen, voro ju betingelserna givna för en relativ natronanrikning i de påverkade bergarterna. Samma förskjutning av alkaliförhållandet mot natronrikare typer i samband med magnesiametasomatos har f. ö. beskrivits från andra delar av Bergslagen, t. ex. Persberg, Riddarhyttan, Nordmarken. Kvarts-albitstenarna inom Björnbergsfältet uppträda som övergångszon mellan oomvandlad leptit och cordierit-gedritkvartsiterna, i det att normal biotitförande leptit först övergår i klorit- eller sericitförande kvarts-albitsten. I denna inkomma efter hand cordierit-gedrit-biotitrika sliror och klumpar, och slutligen bildas även större samlade partier av grov homogen cordierit-gedrit-kvartsit. Det förtjänar påpekas, att det endast är i dessa mera homogena samlade partier, som kalifältspat iakttagits i större mängd i de magnesiarika bergartsleden. När jag framhöll, att de kalirikare bergartsleden föreföllo mig att lättare angripas av lösningarna än motsvarande natronrika typer, menade jag naturligtvis ingalunda, att de senare behövde förhålla sig intakta. Däremot vill jag fasthålla vid, att man har all orsak att vänta sig att kemiskt olika bergarter även skola uppträda olika gent emot en och samma metasomatiskt verkande lösning, och att ett motsatt förhållande snarare vore ägnat att väcka förvåning. Den s. k. metasomatiska omvandlingen är ju en jämviktsreaktion, där lösningens sammansättning och det påverkade materialets sammansättning båda äro faktorer, som bestämma reaktionens förlopp. I föreliggande fall anser jag således endast, att mina iakttagelser tyda på att cordierit-gedritbildningen varit intensivare i de fall, då kalirikare leptittyper ännu förelegat.

Slutligen vill jag betona, att jag ej använt begreppet magnesiametasomatos i enlighet med den av Sundius givna definitionen, nämligen såsom en metamorfos orsakad av en stark magnesiatillförsel från en granitmagma. Tvärtom har jag framhållit, att de magnesiarika bergarterna här väl skulle kunna vara bildade endast genom omflyttning av redan föreliggande äldre material, och jag har även för omvandlingen använt det av Eskola lanserade uttrycket metamorf differentiation. Att man verkligen har att räkna med en starkt mineraliserande vattenfas, framgår av de beskrivna förhållandena från brecciezonen inom områdets östra del, vilken svaghetszon tydligen även tjänat som tillförselkanal för ifrågavarande lösningar. Man kan alltså här förklara bildningen av de magnesiarika bergarterna i enlighet med fysikalisk-kemiska betingelser, vilka bevisligen spela stor roll för geologiska förhållanden. Det synes mig då riktigare att tillgripa en sådan tolkning än att försöka en förklaring, grundad på fysikalisk-kemiska lagar, vilkas betydelse ännu ej är utredd och som ej kunna bringas i överensstämmelse vare sig med experimentella undersökningar eller med fältdata från säkert ometamorfa magmatiska provinser.

Stockholmsgraniten i Lekebergs bergslag.

Av

STURE LANDERGREN.

I föreliggande häfte av G. F. F. har professor P. J. HOLMQUIST offentliggjort några iakttagelser från en exkursion inom Lekebergs Bergslag, över vilket område jag år 1933 upprättade en berggrundskarta med åtföljande kortfattad beskrivning. HOLMQUIST avfärdar bl. a. den av mig som Stockholmsgranit rubricerade randzonen till Örebrograniten och framhåller som sin åsikt, att »någon bergart överensstämmande med Stockholmsgraniten icke synes förekomma inom det undersökta området».[1]

Som bekant har på den nya Nordenkartan under en gemensam beteckning sammanförts Refsunds-, Fellingsbro- och Stockholmsgraniterna i Sverige och de centralfinska och Hangögraniterna i Finland på grund av dessa graniters genetiska samhörighet. Med utgångspunkt från denna otvivelaktiga samhörighet anser jag, att man icke bör skilja ut den finkorniga, aplitiska och pegmatitrika graniten i Stockholmstrakten som en genetiskt fristående grupp, skild från likartade graniter i övriga delar av Mellansverige och tillhörande samma epok. Man kan visserligen säga, att Stockholmstraktens granit visar en något större areell homogenitet än inom andra hittills undersökta områden, men det rör sig, enligt min uppfattning, om en skillnad till graden av palingenes, av migmatitisering och av pegmatitrikedom. Jag har för övrigt i min uppsats om Lekebergs Bergslag sökt påvisa, att det inte är så helt med Stockholmsgranitens kemiska homogenitet, och jag har belyst detta förhållande med ett antal analyser, tagna just från Stockholmstrakten.[2]

Beträffande en petrografisk jämförelse mellan Stockholmstraktens finkorniga granit och Lekebergs Bergslags finkorniga granit, där de äro homogena, så är det felaktigt att säga, att den »typiska» Stockholmsgraniten icke är representerad i Lekeberg. HOLMQUIST medger ju även, att t. ex. vid Källtorp och Ramsjön en bergartstyp möter, »nämligen en småkornig ljust grå granit. Den är fullt massformig och av en aplitartad karaktär samt kan sägas likna de ljusaste arterna av Stockholmsgraniten».[3] Fortsättningen lyder emellertid: »En svagt grönaktig färgton i den ljusa massan utgör dock en viss olikhet, och bergartens förhållande i fält är tvetydigt».[3] Jag anser, att någon tvetydighet i granitens fältuppträdande icke föreligger, endast att palingenesen och migmatitiseringsgraden är större här än i Stockholmstrakten. Enligt mina iakttagelser förekomma inom Lekebergs Bergslag samma typvariationer som i Stockholmstrakten.

Om jag således har kallat Örebrogranitens aplitiska randzon och några smärre lokala pegmatitgranitområden för Stockholmsgranit, så är det framför allt ur genetisk synpunkt. Att dessutom otvivelaktiga petrografiska likheter med Stockholmsgraniten finnas, torde än mera motivera min strävan, att icke belasta litteraturen med ett nytt lokalnamn från varje nyundersökt område, där de aplitartade migmatitgraniterna uppträda.

---

[1] Detta häfte, sid. 286.
[2] G. F. F. Bd 56:2, sid. 329.
[3] Detta häfte, sid. 281.

Sideriten i torvmarkerna.

Några tillägg till föredragsreferatet i G. F. F. Bd 57, H. 1.

Av

BERTIL E. HALDEN.

Enligt erhållna uppgifter upptäcktes sideriten i Svartökärr av Civilingenjör K. LUNDBLAD, sideriten i Salbomossen av Fil. Kand. HJ. BJURULF och förekomsten i Komosse (Lilla Björnsjömad, sydligaste delen) av Prof. H. OSVALD.

En förekomst av siderit i Jämtland har anträffats av K. LUNDBLAD och omnämnts i Sv. Mosskulturf. tidskr. 1930, sid. 277. Lokalen är Gisselåsmyren i Hammerdals s:n. Sideriten som här är inlagrad i brunmoss-starrtorv med *Schoenus*, tolkas av LUNDBLAD såsom en primär avlagring, alltså ej som reduktionsprodukt av järnockra. Torvens yta får under torrperioder ett vitt överdrag av gipskristaller. (Jfr min framställning i ovannämnda referat, sid. 127, där de jämtländska gipsmyrarnas siderit efterlyses). Med en viss besvikelse hade nämligen föredr. konstaterat, att siderit ej redovisats för Gisslelås-myren av G. BOOBERG i hans monografi av år 1930.

Myrmalmerna på Öland.

Av

G. LUNDQVIST.

Då jag på grund av programändringen vid sammanträdet ej hörde början av lektor ELVIUS' å sid. 376 refererade föredrag, torde mitt diskussionsinlägg behöva kompletteras något.

Från Öland och Gotland har jag anmärkt starka järnutfällningar i Bödatrakten och på Fårön. Båda äro exklusiva sandområden. Också ELVIUS' fynd äro omedelbart knutna till sand- eller grusmarker, även om de ligga ute i en myr (Lindby). Uppfattningen om distinkt skilda kalk- och järnområden bör därför kompletteras med uppgiften, att om järnutfällningar finnas inom kalkområdena, ansluta de sig till de mest lätturlakade markerna.

Angående blockmaterialets ursprung bör framhållas, att i trakten av Rör på Öland grönstenarna förekomma i 3—4 %, ölandicus-, tessini- och alunskifferblocken i vardera < 1 % i genomsnitt. »Järnhalten» torde därför komma från urbergsmaterialet och en del av sandstenarna. Alunskiffern betyder på grund av dess tunna utgående intet. För min del vill jag emellertid snarast tillmäta frånvaron av kalk (eller den ytterst obetydliga halten därav) största betydelsen för järnsedimenteringen. De flesta från Öland (och Gotland) kända järnutfällningarna äro ortstenar, vilka tvärt emot ELVIUS' uppfattning, noga måste skiljas från myr- och sjömalm.

Till järnframställning kunde ortstenarna nog i nödfall användas, men någon järnhantering var ej att bygga därpå. Därför torde import av järntackor eller malm ha varit nödvändig, särskilt när det är fråga om järnbehovet under så lång tid — c:a 1 000 år — som ELVIUS tänkt sig. STENBERGERS[1] sjömalmfynd i Glömminge visar, att en sjömalmimport verkligen ägt rum. En noggrann undersökning av sinnerskutorna kanske kan vara av vikt för kunskapen om råvaran.

---

[1] Jfr Fornvännen 1929, sid. 219.

Mötet den 7 mars 1935.

Närvarande 75 personer.

Ordföranden, hr TROEDSSON, öppnade mötet med följande anförande: Med djup förstämning mottogo vi nyligen meddelandet om AXEL WALLÉNS bortgång. För de yngsta i Geologiska Föreningen stod WALLÉNS bild måhända icke så levande som för dem, som varit med längre, ty hans många och vidsträckta intressen tvingade honom under senare år att koncentrera sig på områden, som lågo hans vetenskapliga verksamhet närmast. För geologien, särskilt kvartärgeologien, har hans hydrografiska och klimatologiska forskning varit av stor betydelse. Geologiska Föreningen har också en gång givit uttryck åt sin uppskattning av denna hans verksamhet genom att ett år — det är nu jämnt 20 år sedan — välja honom till sin ordförande. Vi sörja AXEL WALLÉN som en taktfull och vänfast kamrat, en helgjuten karaktär och vidsynt forskare. Med sin strålande vitalitet och sin starka personlighet kunde han i sällsynt grad stimulera sin omgivning. En arbetsmänniska var han in i det sista, och för honom själv var det en lycka, att han fick dö mitt i sitt arbete. Frid över hans minne.

Till Dr SVEN HEDIN hade Föreningen sänt en telegrafisk hälsning på hans 70-årsdag den 19 februari. Ett tack härför hade ingått från Dr HEDINS systrar.

Till Svenska Turistföreningen hade i anledning av dess 50-årsjubileum genom sekreteraren överlämnats en adress av följande lydelse:

Geologiska Föreningen i Stockholm
bringar
Svenska Turistföreningen
på dess 50-årsdag
sin hjärtliga hyllning och tillönskan om fortsatt framgångsrik verksamhet.

Från en krets av geologer utgick initiativet till Svenska Turistföreningens bildande, och under de gångna 50 åren ha alltid de bästa förbindelser rått de båda Föreningarna emellan.

Geologiska Föreningen önskar ge ett uttryck för sin uppskattning av Turistföreningens verksamhet, i det att denna även direkt främjat den geologiska vetenskapen i Sverige genom att understödja geologiskt betonade forskningar och genom att i sin årsskrift på ett utmärkt sätt i vidaste kretsar sprida kännedomen om vårt lands geologiska förhållanden.

Stockholm den 27 februari 1935.

Gustaf T. Troedsson.

R. Sandegren.

Ordföranden anförde vidare: Vid dagens sammanträde utdelas nr 400 av Geologiska Föreningens Förhandlingar. Detta ger oss anledning att ägna en tacksamhetens tanke dels åt Föreningens stiftare, som voro nog djärva att samtidigt med bildandet av föreningen starta denna tidskrift, men dels också åt raden av sekreterare, som haft den ofta både krävande och otacksamma uppgiften att redigera Förhandlingarna.

I 49 år utkommo Förhandlingarna med 7 häften årligen, alltid med osviklig punktlighet, så att medlemmarna på vart och ett av årets 7 sammanträden fingo ett nytt häfte. Föreningens halvsekeljubileum sammanföll med de svåra efterkrigsåren, vilka tvingade till en omläggning av utgivningssättet. Från och med år 1921 utkomma, som vi veta, Förhandlingarna med 4 häften årligen; ett åttonde sammanträde, oktobermötet, infördes samtidigt, och nu utdelas således Förhandlingarna på vartannat sammanträde. Med denna utgivningstakt kommer det att dröja 25 år, tills nästa jämna 100-tal av häften uppnåtts. Vi kunna alltså i dag fira ett slags kvartssekeljubileum, och denna händelse må icke förbigås med tystnad.

Föredrogs revisionsberättelse över styrelsens och skattmästarens förvaltning under år 1934 och beviljades av revisorerna tillstyrkt ansvarsfrihet.

Vinst- och förlusträkning för år 1934.

Ingående balans.

Reservfondens konto	9 431.20
Lotterifondens »	37 246.23

Inkomster under året.

Reservfondens konto, ränta	413.29
» » ständiga medlemmars avgifter	400.—
Lotterifondens »	1 731.68
Annonsbilagans »	378.00
Trycknings och korrigeringsbidrags konto	26.25
Försäljning av föreningens förhandlingar	866.80

Statsbidrag	1 700.00
Jernkontorets bidrag	1 000.00
Årliga ledamotsavgifter	4 755.00
Portoersättningar	102.95

Utgående balans.

Skuld till AB. P. A. Norstedt och söner	1 237.07
Summa kr	59 288.47

Utgifter.

Geol. fören. förh. 1933, rest å tryckning	1 773.23
» » » 1934, tryckning	8 147.90
» » » » » , ogulden	1 237.07
» » » » illustrationer	702.07
» » » » distribution	504.26
Expeditionskostnader	483.66
Mötena	174.78
Arvoden till tjänstemän	1 350.—
Referat	62.40
Brandförsäkring m. m.	66.15
Revue annuelle	589.—
Annonsbilagan	155.92

Utgående balans.

Reservfondens konto	9 831.20
Lotterifondens konto	34 210.83
	59 288.47

Balansräkning pr $^{31}/_{12}$ 1934.

Tillgångar:

Reservfonden:	
Sv. statens $4^1/_2$ % obl. av 1930	8 000.—
Stockholms läns sparbank n:r 110659	1 831.20
Lotterifonden:	
Kon. Sveriges stadshypotekskassas $4^1/_2$ % obl. av 1927, nom. 15 000:—	15 375.21
Sv. Handelsbankens förlagsbevis	10 000.00
Sv. litograftrusten pref. akt. nom. 7 500:—	8 835.62
Balans:	
Utgående skuld	1 237.07
Summa kr	45 279.10

Skulder:

Reservfondens konto	9 831.20
Lotterifondens »	34 210.83
AB. P. A. Norstedt och söner	1 237.07
Summa kr	45 279.10

Föreningen beslöt ingå till Kungl. Maj:t med ansökan om ett anslag av kr. 1 700 och till hrr fullmäktige i Jernkontoret med ansökan om ett anslag av kr. 1 000 såsom bidrag till fortsatt utgivande under år 1935 av Föreningens Förhandlingar.

Ordföranden anförde slutligen:

Det är en stor ära för Geologiska Föreningen att som sina gäster på detta sammanträde se ett stort antal medlemmar av Teknologföreningens avdelning för Kemi och Bergsvetenskap med ordföranden, prof. Hägglund, i spetsen. Vi hälsa våra gäster hjärtligt välkomna.

Hr O. Meier höll ett av kartor, profiler och ljusbilder illustrerat föredrag om: Förekomsten av jordgas i Ölands och Östergötlands kambro-silur och några geologiska rön därstädes. En uppsats i ämnet kommer att inflyta i ett följande häfte av Förhandlingarna.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr Troedsson, Backlund, Asklund, J. Eklund och föredraganden.

Hr Troedsson meddelade i anslutning till föredraget, att bergolja i dagarna träffats i Skåne. Vid en borrning efter vatten, som civilingenjör John Bergström, Stockholm, utfört på Medicinalstyrelsens uppdrag vid S:a Maria Sjukhus i norra delen av Hälsingborgs stads område, hade under februari månad små kvantiteter bergolja kommit upp med borrvattnet. Tal. hade ett par dagar före mötet gjort ett besök vid borrhålet. Man hade då nått ned till 110.10 m. Borrningen utfördes med s. k. vattenborr. Följande profil hade genomborrats (beteckningarna äro hämtade från borrprotokollet):

1.	Lösa jordlager	3.25 m	3.25 m
2.	Sandsten, vari spolvattnet försvann	5.75	9.00
3.	Skiffer	3.25	12.25
4.	Sandsten, vattenförande, vattnet vid 8.44 m	1.45	13.70
5.	Skiffer	6.30	20.00
6.	Sandsten, vattenförande, vattnet steg till 6.88 m	4.90	24.90
7.	Skiffer	22.10	47.00
8.	Skiffer, blandad med sandsten	2.00	49.00
9.	Sandsten	9.00	58.00
10.	Skifferblandad sandsten	4.50	62.50
11.	Sandsten	5.50	68.00
12.	Skiffer	10.90	78.90
13.	Kol	0.10	79.00
14.	Skiffer	1.50	80.50
15.	Sandsten, hård	2.00	82.50
16.	Skiffer, »blandad med olja»	8.05	90.55
17.	Kol	0.10	90.65
18.	Sandsten, hård	1.25	91.90
19.	Skiffer, »oljehaltig till 102.15 m»	10.95	102.85
20.	Sandsten	1.15	104.00
21.	Skiffer, ej genomborrad	6.10	110.10

Tyvärr hade prov av oljan ej bevarats. Enligt borrförmannen, hr Edvin Robertsson, Arlöv, var oljan svart och bildade en tunn, mer eller mindre skummande hinna på det uppspolade vattnet. Mängden synes ha varit helt obetydlig, men oljan kom upp i flera portioner under borrningen mellan 82.50 och 102.15 m, alltså ur lagren 16 och 19 i profilen. Bergarten i dessa, »skiffer», var enl. borrförmannen dels mörk och lerig, dels hård, ljus och sandig i växellagring. Från vilka av dessa skikt oljan härrörde, kunde ej uppgivas.

Av kollagret nr 17 erhölls ett prov, som var starkt sandigt, med fältspat, och luktade fotogen [Fotogenlukten försvann alldeles efter en veckas tid]. Ifall sandigheten härstammar från underliggande sandsten, vilket ju ligger närmast till hands att antaga, borde dessa lager tillhöra kågerödsformationen. Emellertid saknas röda lager i profilen, och kollagren äro alldeles främmande för denna formation. Anmärkningsvärd är vidare den stora halten av leriga lager (66 %) i profilen. Så hög lerhalt är i Hälsingborgstrakten karakteristisk för pålsjöserien i lias och för kågerödsformationens övre del (jfr TROEDSSON, Hälsingborgs stadsfullmäktiges handl. 1934, nr 25, s. 7).

S:a Maria ligger 1 km från kusten. Här i själva stranden hade tal. år 1933 grävt fram en 8 km lång profil, dock ej helt sammanhängande. Längs hela sträckan stupade lagren 5°—10° utåt Sundet, ehuru i något växlande riktningar. Det är tydligt, att här framgår en stor antiklinal längs kusten, dock konvergerande med denna norrut. Det är samma antiklinal, som framträder på berggrundskartan genom kågerödsformationens S-formiga utgående vid kolbäckenets södra gräns. Så vitt man kan döma av strandprofilen, finnas i Hälsingborgs norra del, N om egentliga stadsområdet och ett stycke från kusten, tvenne kulminationer i denna antiklinal; det är den norra av dessa, som träffats vid borrningen.

Enl. uppgift av borrförmannen ROBERTSSON skall olja också ha påträffats vid Tomelilla och Löberöd i svart skiffer, uppenbarligen colonusskiffer, i vilken borrades 150 m på båda ställena, utan att vatten erhölls. Vid Tomelilla var oljan »starkt skummande med stora blåsor», tydande på gasformiga kolväten.

Hr B. ASKLUND underströk det stora intresse de utförda undersökningarna över kambrosilurformationens gashalt äga även från geologisk synpunkt och hoppades, att de skulle leda till systematiska fortsatta borrningar. Av kvällens föredrag hade man endast fått kvalitativa uppgifter om gasföringen men tal. hoppades, att en följande utförlig publikation även skulle ge kvantitativa data, så att man kunde bilda sig en föreställning om de ekonomiska möjligheterna för en gasutvinning ur de undersökta formationerna.

Som nytt undersökningsområde rekommenderade tal. Gävletraktens kambriska sandsten. Visserligen kan denna förutsättas äga relativt ringa mäktighet, snarast omkring 10 à 20 m, men den har likväl visat sig vara landets bitumenrikaste kambriska sandstensavlagring, vars bottenzon är så rik på asfalt, att block från densamma vid varm väderlek avsöndra rinnande asfaltprodukter. Sandstenen täckes av ett ytterst tätt skikt, nämligen den märkliga plastiska leran i *Ceratopyge*-lagren, varför gaserna här möjligen kunna förutsättas vara bättre kvarhållna än annorstädes. Den över hela sandstensskiktet spridda, säregna blyglanshalten är också ett så anmärkningsvärt drag, att en närmare undersökning vore önskvärd. Sandstenen vilar delvis på rapakivigranitberggrund, varför man jämväl kunde tänka sig en relativ stegring av ädelgashalten i densamma.

Mötet den 4 april 1935.

Närvarande 38 personer.

Ordföranden, hr TROEDSSON, meddelade, att styrelsen till ledamöter i Föreningen invalt Fil. Mag. ERIK JOHANSSON, Stockholm, föreslagen av hrr LUNDEGREN och THORSLUND samt förste Aktuarien Fil. Dr GUSTAF LJUNGDAHL, Stockholm, föreslagen av hr SAHLSTRÖM.

Till Chefen för Danmarks Geologiske Undersøgelse, Direktör V. MADSEN, København, hade Föreningen sänt en telegrafisk hälsning på hans 70-årsdag. Ett tack härför hade ingått från Direktör MADSEN.

Från Svenska Turistföreningen hade ett tack ingått för den adress Geologiska Föreningen överlämnat vid Turistföreningens 50-års jubileum.

Från Geological Survey of Great Britain hade en inbjudan ingått till Föreningen att låta sig representeras vid de högtidligheter, som komma att äga rum den 3—4 juli 1935 i London i anledning av Undersökningens 100-årsjubileum och öppnandet av dess nya byggnad och museum.

Att vid detta tillfälle representera Föreningen utsågs Docenten H. VON ECKERMANN.

Cirkulär 1 och 2 från »Congrès International des Mines, de la Métallurgie et de la Géologie appliquée», vilken kommer att hållas i Paris 20—26 oktober 1935, hade inkommit och finnas tillgängliga hos sekreteraren. Jfr notis å Geolognytt i detta häfte av Förhandlingarna.

Som bidrag till fortsatt utgivande av Förhandlingarna år 1935 hade Föreningen erhållit ett anslag från Jernkontoret å 1 000 kronor.

Hr F. BROTZEN höll ett av ljusbilder belyst föredrag om: Foraminiferen aus der schwedischen Kreide und ihre Beziehungen zum Sediment und zur Fazies.

Die Fauna der schwedischen Kreide ist schon gut bekannt, nur die Microfauna, die vorwiegend aus Foraminiferen, Ostrakoden und Radiolarien besteht, wurde nur wenig berücksichtigt, trotzdem die ersteren in allen Schichten und die Radiolarien in den meisten Schichten häufig vorhanden sind. In einzelnen Schichten bilden sogar die Foraminiferen die Hauptmasse des Gesteins und ich werde hierauf weiter unten näher eingehen.

Die Untersuchungen der letzten Jahre haben bewiesen, dass der Microfauna ein grosser stratigraphischer Wert zukommt. Besonders eignen sich Foraminiferen zur Charakterisierung einer Schicht. Daher lag es nahe entsprechende Untersuchungen in der schwedischen Kreide anzustellen. Die Voraussetzung jeder Stratigraphie ist die Kenntnis von Arten, die nur zeitlich beschränkt auftreten und sich deshalb als Leitfossilien eignen. Dem Anschein nach aber sind Foraminiferen aus europäischen Kreideablagerungen wenig als Leitformen zu verwenden. Dies hat seine Ursache in der Art, mit der man bisher die meisten Foraminiferen bestimmte. Die Bestimmungen beruhten vorwiegend auf Arbeiten die 60—100 Jahre alt waren, und in denen nahe verwandte Formen nicht getrennt waren und die stratigraphischen Verhältnisse wenig berücksichtigt. Sieht man daher Faunenlisten von Foraminiferen aus der europäischen Kreide durch, so haben die meisten der aufgezählten Arten eine Verbreitung vom Jura bis zur Neuzeit. Man muss also froh sein, wenn man nach der ungenügenden Vorarbeit allein mit Hilfe der Foraminiferen die Formation eines Gesteins erkennt.

Anders verhält es sich in Nord- und Mittelamerika. Hier sind die Vorarbeiten so weit — weil man die Micropalaeontologie im grössten Ausmass zur Horizontierung der Erdölbohrungen benutzte —, dass man fast jedes Kreidesediment mit Hilfe der Foraminiferen einigermassen genau datieren kann. Selbstverständlich werden hier die Arten schärfer unterschieden und die zeitliche Verbreitung ist genau festgestellt.

Nach meinen Erfahrungen eignen sich die schwedischen Kreidevorkommen gut für stratigraphisch — palaeontologische Foraminiferenuntersuchungen. Ihr Sedimente haben eine sehr grosse Mächtigkeit, die man ungefähr auf 2—3 000 m schätzen kann. Das Alter vieler Fundorte ist soweit bekannt, dass man sie in das Schema der europäischen Oberkreide eingliedern kann. Gleichzeitig sind viele Horizonte in verschiedener Faziesausbildung vorhanden. Die Gliederung beruht bisher hauptsächlich auf Belemniten, Inoceramen und wenigen Ammoniten und Muscheln. Fehlen diese Fossilien in einem Aufschluss, dies ist hin und wieder der Fall, ist es schwer ihn zu datieren. So verspricht eine Foraminiferenuntersuchung auch das Alter solcher Fundorte zu klären.

Die Kreide ist in folgenden Stufen vertreten (siehe Tabelle auf S. 368):

Bisher sind aus diesen Schichten nur wenige Foraminiferenarten bekannt geworden. SVEN NILSON hat einige beschrieben und abgebildet, MUNTHE gab eine Liste von 40 Arten, die aus dem Danien, aus der Mucronaten- und aus der Mammillatenkreide stammten. Im vorigen Jahr gab ich eine Liste von ca 70 Arten aus der Schreibkreide von Tullstorp und Kvarnby.

Alter		Faziesausbildung					
		Mergel	Sand	Schalgrussand	Trümmerkalk	Kalk	Kreide
Danien					+	+	+
Mucronaten-	Senon	+	+	+	+	+	+
Mammillaten-		+	+	+	+	+	
Granulaten-		+	+		?		
Emscher		+	+		?		

Jedoch schon eine flüchtige Durchsicht verschieden alteriger Proben zeigt, dass sehr viel mehr Arten vorliegen. Ich schätze, dass mindestens 500 Arten in der schwedischen Kreide vorkommen. So ergab die Untersuchung zweier Proben des Eriksdaler Mergels allein ca 150 Arten, von denen 46 neu, 40 in der europäischen, 12 in der amerikanischen, und 42 in der europäischen und amerikanischen Oberkreide gemeinsam nachgewiesen wurden. Doch eine grosse Zahl von Foraminiferenarten ist für die Stratigraphie und Fazies eines Gesteins nicht wichtig und ich unterscheide für die Praxis 3 Gruppen von Foraminiferen:

1) Für Schicht und Fazies charakteristische und häufige Arten.
2) Auffallende und häufige Arten, die aber eine grosse fazielle und vertikale Verbreitung besitzen.
3) Die Fülle der sehr seltenen Arten und die sehr kleinwüchsigen Formen.

Die erste Gruppe umfasst eine sehr geringe Anzahl von Arten. Durch sorgsame und genaue Untersuchungen ihrer Variation und Verbreitung müssen diese Formen scharf von ähnlichen getrennt werden. Sie stellen dann die praktisch wichtigste Gruppe dar.

Zur zweiten Gruppe gehören alle die Arten, die auch bei nicht speziellen Foraminiferenuntersuchungen auffallen. Dies sind die grossen Formen, wie: *Cristellarien* (*Lenticulinen*), *Flabellinen*, *Frondicularien*, grosse *Nodosarien* und *Vaginulinen*. Meistens haben diese Arten sehr grosse vertikale Verbreitung. Bei genauer Untersuchung kann man erwarten, dass sich die Arten noch besser unterscheiden lassen und dann stratigraphisch wertvoll werden. Ferner gehören zu dieser Gruppe die sehr zahlreich auftretenden Formen, die ganze Schichten erfüllen. Sie sind unter Umständen für bestimmte fazielle Ausbildungen charakteristisch, kommen aber für stratigraphische Zwecke nicht in Frage. Hierzu müssen *Globigerinen*, *Gümbelinen* (früher *Textularien*) und viele *Gyroidinen* (*Rotalinen*) gerechnet werden.

Die III. Gruppe umfasst die Mehrzahl der Foraminiferenarten. Diese sind zum Teil sehr kleine und sehr schwer bestimmbare Formen, daneben solche, die sehr selten auftreten. In dieser Gruppe finden sich palæontologisch sehr interessante Arten, die auf bestimmte phylogenetische Reihen und palægeographische Zusammenhänge weisen. Für die praktische Stratigraphie lassen sie sich schwer berücksichtigen, trotzdem hierunter viele Formen vorhanden sind, die zeitlich sehr beschränkt auftreten.

Man erkennt, die Zahl der wichtigen Formen ist gering. Ein wichtiger Faktor für den stratigraphischen Wert ist unter anderem die Häufigkeit des Auftretens einer Form. Die Häufigkeit ist aber ein relativer Begriff. Im Verhältnis zu grossen Fossilien sind alle Foraminiferen durchweg häufig. Die bisher gebräuchlichen Häufigkeitsbezeichnungen: »sehr selten, selten, nicht selten, häufig und sehr häufig» genügen nicht ganz. Sie werden willkürlich gebraucht und geben kein klares Bild über das wahre Mengenverhältnis. Es sind bei jeder Untersuchung zwei Daten notwendig: der Anteil der Foraminiferen an der Gesteinszusammensetzung und der relative Anteil einer Art an der Foraminiferengemeinschaft.

Untersucht man den Anteil der Foraminiferen am Sedimentaufbau der schwedischen Kreide, dann kann man feststellen:

1) In feinkörnigen, mergligen Gesteinen haben die Foraminiferen einen sehr grossen Anteil an der Bildung des Sediments. Der Gehalt an Foraminiferen kann bis über 50 % der Gesteinskomponenten betragen. Beispiel: Eriksdaler Mergel.

2) In gröberen mergligen Sanden und Sandsteinen, die auch zum Teil viel Schalgrus enthalten, treten die Foraminiferen zurück, nehmen aber noch beträchtlichen Anteil am Aufbau der Gesteine, so z. B. in den Sanden von Köpinge.

3) In Schalgrusgesteinen und reinen Trümmerkreiden, wie sie häufig im Kristianstad-Gebiet vorkommen, sind im allgemeinen Foraminiferen im Verhältnis zu den übrigen Gesteinskomponenten selten. Doch sind sie immer vorhanden. In einigen Fällen, auf die weiter unten eingegangen wird, treten einzelne Formen so häufig auf, dass sie noch als wichtiges Element des Gesteins angesehen werden müssen.

4) In den reinen Kreideablagerungen, soweit mir Gesteine von Tullstorp und Kvarnby vorlagen, nehmen Foraminiferen nur einen sehr geringen Anteil am Gestein ein. Bei einer Probe von ca. 300 Gramm erhielt ich nur einige Gramm Foraminiferen. Dies steht im Gegensatz

zu anderen Kreidesedimenten, z. B. aus Rügen, wo Foraminiferen in einzelnen Bänken das ganze Sediment erfüllen. Doch sind hier wie dort grosse Schwankungen zu bemerken und die Durchsicht eines Profils dürfte zeigen, dass auch in der schwedischen Schreibkreide Lagen vorkommen, die fast ausschliesslich Foraminiferen enthalten. Überraschend ist trotz des geringen Anteils der Foraminiferen am Gesteinaufbau ihre grosse Mannigfaltigkeit.

5) Reine, feste Kalke, z. B. die Kalke und Kreidekalke des Danien enthalten wiederum reichlich Foraminiferen und diese dürften teilweise einen wichtigen Sedimentskomponenten ausmachen.

Die Häufigkeit der einzelnen Arten in der jeweiligen Faunengesellschaft ist sehr verschieden. Schon beim ersten Untersuchen einer Probe nach der Konzentration, d. h. nach dem Aufarbeiten und Schlämmen, erkennt man das Massenauftreten bestimmter Arten. Genauer konnte ich das Häufigkeitsverhältnis der Foraminiferen in zwei Proben aus dem Eriksdaler Mergel untersuchen. Sie stammen aus einem 12m hohen Profil, das Dr. A. LUNDEGREN untersucht hat. Das ganze Profil gehört nach LUNDEGREN zur untersten Zone der Granulatenkreide. Die erste Probe ist der tiefsten, die zweite der höchsten Schicht entnommen. Die Hauptmasse der Foraminiferen hatte eine Korngrösse von 0.15—0.5 mm. Der Schlämmrückstand dieser Korngrösse der Probe I ergab folgende Foraminiferenverteilung:

Gümbelina striata	1 000	Exemplare
Globigerina cretacea	500	»
» *aspera*	150	»
Cibicides convexa[1]	150	»
Valvulineria cammerata[1]	150	»

Dann folgen eine Reihe von Arten, die zwischen 75—120 mal auftreten. Die Mehrzahl der vorhandenen Arten ist in der gezählten Menge weniger als 10 mal gesehen.

---

[1] Die hier neu aufgezählten und revidierten Foraminiferenarten sind ausführlich in meiner demnächst erscheinenden Arbeit: »Die Foraminiferen des Eriksdaler Mergels» behandelt und abgebildet. Dies gilt auch für den Literaturnachweis. Die hier zietierten Arbeiten sind folgende:

BROTZEN, F. Vorläufiger Bericht über eine Foraminiferenfauna aus der schwedischen Schreibkreide (Mucronatensenon). G. F. F. Bd 56. 1934.

FRANKE, A. Die Foraminiferen der Oberen Kreide Nord- und Mitteldeutschlands. Abh. d. preuss. Geol. L-A. 1928.

HADDING, A. The Pre-Quaternary sedimentary Rocks of Sweden. V. Medd. Lunds Geol.-Min. Instit. N:o 55. 1933.

HENNIG, A. Studier öfver den baltiska Yngre kritans bildningshistoria. G. F. F. Bd 21. 1899.

LUNDEGREN, A. Köpingesandstenen i Sydöstra Skåne. G. F. F. 1933.

—. Kristianstadsområdets Kritbildningar. G. F. F. 1934.

Diese Zusammensetzung ändert sich faziell sehr schnell. So konnte in der höchsten Schicht im grossen und ganzen die gleiche Fauna wieder festgestellt werden. Es hatte sich aber die Verteilung geändert: die *Globigerinen* traten häufiger auf als die *Gümbelinen*, *Globotruncana ventricosa* war sehr häufig. Wie weit solche zahlenmässigen Verhältnisse konstant bleiben, darüber fehlt zur Zeit jede Beobachtung.

Bei sonst gleich bleibender Fauna hat das Verschieben der Häufigkeitszahlen nur fazielle Bedeutung, doch ist das Neuauftreten oder Fehlen von Arten stratigraphisch wertvoll. So haben die beiden Eriksdaler Proben einige wichtige Arten nicht gemeinsam. Es tritt in der verhältnismässig kleinen zweiten Probe eine abnormal unsymmetrisch gebaute *Frondicularia* relativ häufig auf, die in dem grossen, aus mehreren Proben bestehenden, Material der tieferen Schicht nicht gefunden werden konnte. Das Gleiche ist mit der grossen *Anomalina lorneiana* der Fall, die keinmal im unteren Horizont vorkommt, aber häufig in der oberen Schicht.

Vergleicht man die untersuchte Foraminiferenfauna von Eriksdal mit den Faunen anderer Kreidebildungen Schwedens findet man neben übereinstimmenden, viele Arten, die auf den Eriksdaler Horizont beschränkt sind und häufig auftreten. Zum Beispiel *Planulina lundegreni* n. sp.[1] und *Cibicides erikdalensis* n. sp.,[1] die mit 150 und 70 Exemplaren ausgezählt wurden. *Globotruncana ventricosa White* war mit 100 Exemplaren vertreten. Sie ist auch aus England und Amerika bekannt. Soweit diese Form horizontiert nachgewiesen wurde, fand sie sich nur in Sedimenten, die dem Emscher und dem Untersenon entsprechen. Eine Form mit der gleichen stratigraphischen Bedeutung ist *Stensiöina* (Rotalia) exculpta Rss,[1] die nur von höchsten Turon an bis zum Untersenon nachgewiesen werden konnte. In fast allen Fällen, wo diese Art aus dem Obersenon angeführt wird, handelt es sich um eine sehr nahe verwandte Species: *Stensiöina pommerana* n. sp.,[1] die auf das Obersenon beschränkt ist. *Stensiöina exculpta* findet sich in den Eriksdal Mergeln nicht häufig, nur 10 mal, doch durch ihre auffallende Gestalt kann man sie beim Durchsehen einer grösseren Probe nicht übersehen. Auch *Stensiöina pommerana* ist nie sehr häufig, lässt sich doch ebenfalls leicht finden, bekannt ist sie mir aus der Schreibkreide von Kvarnby und Tullstorp, Schonen, und aus Finkenwalde und

---

MUNTHE, H Till kännedomen om Foraminiferfaunan i Skånes Kritsystem. G. F. F. Bd 18. 1896.

NILSON, S. Petrificata suecana formationis cretaceae. Lund 1827.

VOIGT, E. Die Lithogenese der Flach- und Tiefwasserablagerungen des jüngeren Oberkreidemeeres. Jahrb. d. Hall. Verb. z. Erforschung d. mitteld. Bodenschätze u. s. w. Bd VIII n. F. 1929.

—. Faziesstudien in der baltischen Schreibkreide auf Grund neuerer Untersuchungen an Geschieben. Zschr. f. Geschiebeforschung. Bd VII. 1931.

Rügen, Pommern. Beide Formen lassen sich leicht unterscheiden und haben demnach grossen stratigraphischen Wert.

Das Vorkommen von *Gaudryina stephensoni* Cushman in den Eriksdal-Mergeln gestattet einen direkten Altersvergleich mit amerikanischen Schichten. *Gaudryina stephensoni* gilt in Amerika als Leitfossil der Taylorformation, die dem Untersenon gleich gesetzt wird. So hat *Gaudryina stephensoni* auch in Europa Leitwert. Im schwedischen Granulatenhorizont kommen demnach eine Reihe von Formen vor, die die Schichten stets einwandfrei charakterisieren. Das liess sich auch in den anderen Horizonten der schwedischen Kreide nachweisen, nur habe ich diese Horizonte bisher weniger behandeln können. Trotzdem sind einige Ergebnisse von allgemeiner Bedeutung und regen zur Weiterarbeit an.

So sind zum Beispiel die Sedimente der Grus- und Trümmerkreiden des Kristianstad Gebietes petrographisch schwer, teils garnicht zu unterscheiden. Die stratigraphische Trennung beruht ausschliesslich auf Belemniten. Eine kurze Micrountersuchung zeigt grosse Unterschiede der Foraminiferenarten der Mammillaten- und Mucronatenkreide. Besonders verschieden sind die *Anomalinen* und *Cibicides*arten, die den grössten Teil der Fauna einnehmen. Leider sind aber diese Formen in der europäischen Oberkreide zu komplex behandelt und ihre Bestimmung ist ohne Neubearbeitung nicht möglich. Gleichfalls an die Trümmerfazies sind zahlreiche *Polymorphinen*arten gebunden, die zum Teil beiden Etagen gemeinsam sind, teils sich nur auf die eine oder andere beschränken.

Das auffallendste Fossil der Trümmerkreide ist eine *Amphistegina*, die der *A. fleuriausi* d'Orb sehr nahe steht, vielleicht identisch ist. Diese Form konnte ich nur in der Mucronatenkreide von Hörvik nachweisen. Sie ist sehr gross — hat einen Durchmesser von 2—3 mm und tritt häufig auf. Bedeckt man eine Fläche von 4—6 cm^2 mit ausgeschlämmtem Material der Krongrösse 1—3 mm findet man sicher mehr als 10 Exemplare darin. *Amphistegina fleuriausi* wurde bisher in Maastrich in einer Gruskreide gefunden. Auch eine weitere sehr nahe stehende *Amphisteginenart* ist an die Gruskreidefazies gebunden. Voigt erwähnt 1929 aus den Quadratenschichten von Werningerode im Harzvorland das Massenauftreten von *Amphistegina fleuriausi*. Es scheint jedoch nicht die typische Form zu sein und es wären Detailuntersuchungen notwendig. Voigt macht darauf aufmerksam, dass *Ampisteginen* der Kreide stets mit *Rudisten* vergesellschaftet sind. Dies trifft auch für den Fundort Hörvik zu, aus dem Lundegren 1934 das nicht seltene Vorkommen von *Radiolites suecus* erwähnt.

In Vorkommen von Mammillatenkreide liess sich die *Amphistegina* nicht finden, auch wenn von diesen Fundorten *Rudisten* genannt waren, z. B. Karlshamn, Barnakälla und Maltesholm. Die charakteristische Amphistegina trennt demnach, Trümmerkreide von Mucronaten und Mammilatenalter.

Nach der Ansicht von VOIGT (1931) sollen in der schwedischen Trümmerkreide Foraminiferen selten sein und *Flabellinen* und *Cristellarien* die Fazies charakterisieren. Das seltene Auftreten der Foraminiferen in der Trümmerkreide ist mit gewisser Einschränkung zutreffend, nicht aber, dass *Cristellarien* und *Flabellinen* die Trümmerkreiden charakterisieren. Die weit verbreiteten *Cristellarien* und *Flabellinen* sind gerade hier seltener als in allen anderen schwedischen Sedimenten. So konnte ich *Flabellinen* fast garnicht nachweisen, doch könnte es sein dass sie hin und wieder konzentriert vorkommen, da in den Trümmerkreiden, das Material nach der Korngrösse sortiert wird. Im allgemeinen sind *Cristellarien* und *Flabellinen* im Verhältnis zu anderen Arten nie sehr häufig, sondern sie werden, da sie grösser sind als die Mehrzal der anderen Foraminiferen, nicht übersehen. So entsteht der Eindruck des häufigen Vorkommens dieser Gattungen.

Für die Trümmerkreide ist ferner charakteristisch das Fehlen von *Globigerinen* und *Gümbelinen*, die in der Mergelfazies gesteinsbildend sind.

Diese Gattungen treten auch in den Sanden, Sandkalken und Grussandsteinen erheblich zurück. In den Sanden und Sandsteinen herrschen wie in den Trümmerkalken *Anomalinen* und *Cibiciden* vor, für deren Bestimmung das schon oben Gesagte gilt. Daneben sind *Dentalinen*, *Nodosarien* und *Polymorphinen* häufig. Während sich *Dentalinien* und *Nodosarien* wenig zur Stratigraphie eignen, sind gewisse *Polymorphinen* besser zu verwerten. Auch agglutinierende Formen sind nicht selten und es finden sich charakteristische Typen. So treten in den Trümmenkalken, in den Sandsteinen, in der Schreibkreide und im Danien Formen auf, die sich nahe an die bekannten *Textularien T. trochus* d'Orb und *T. turris* d'Orb anschliessen. Sie zeigen in jedem Horizont eine andere Ausbildung und müssen in der Zukunft schärfer unterschieden werden. Dies gilt auch von *Textularien* aus der Gruppe von *Spiroplectammina baudouiniana* d'Orb, die überall mit Ausnahme in den Eriksdaler Mergeln beobachtet wurde.

Wie für die Mucronatenkreide von Hörvik die grosse *Amphistegina* charakteristisch ist, so findet sich auch im Köpingesandstein eine charakterististe Grossform. Es ist *Flabellina interpunktata* v. d. Mark die nach FRANKE in Norddeutschland im Untersenon sehr selten und im Obersenon sehr häufig ist. In Schweden ist diese Form nur im

Mucronatensenon nachgewiesen und lässt sich als Leitfossil verwenden. Vielleicht kann man mit ihrer Hilfe Sandsteine und Mergel von Mucronaten und Mammillatenalter trennen.

Die letztere Etage geht, soweit ich Proben des Gesteins aus Valleberga gesehen habe, in merglige Fazies über. Damit nehmen die Foraminiferen wieder bedeutend zu und werden wieder ein wichtiger Bestandteil des Sediments. Ich vermute, dass auch *Globigerinen* und *Gümbelinen* in diesem Gestein zahlreich auftreten.

Die sehr artenreiche Fauna der Kreiden von Tullstorp und Kvarnby spricht für die höchste Mucronatenkreide. Die von mir früher gegebene Liste lässt sich noch weiter vervollständigen, da die Artenzahl doppelt so gross ist. Von den damals aufgezählten Arten sind folgende für das Alter und die Fazies wichtig:

Ataxophragmium rimosa (*Bulimina*) Marsson ist bisher nur im höheren Mucronatensenon nachgewiesen.

Stensiöina pommerana n. sp. in der Liste als *Gyroidina exculpta* Rss bestimmt. Auf Grund von Neubearbeitungen wurde diese Form abgetrennt. Sie ist typisch für das Obersenon.

Pullenia sp. in der Liste als *Pullenia quinqueloba* bestimmt, die aber aus dem Oligozän stammt. Die hier auftretende Form ist von der tertiären geschieden. Entsprechende Arten kommen nur in der Mucronatenkreide vor.

Von neuen Formen dieser Schichten ist besonders *Gyroidina globosa* Hag. zu nennen (in Kvarnby häufig). Die typische *G. globosa* ist ausschliesslich auf das Obersenon beschränkt. Bei einer Revision der *Anomalinen* und *Cibicidesarten* sind weitere Leitformen zu erwarten.

HENNIG 1899 erwähnt das reichliche Vorkommen von Foraminiferen in den Daniengesteinen. HADDING weist 1933 darauf hin, dass in gewissen Schichten des Daniens die Foraminiferen gesteinsbildend auftreten. Die Listen von MUNTHE und MADSEN bedürfen mindestens einer erheblichen Erweiterung. Die Durchsicht einer kleinen Probe des sogenannten »Coccolithkalkes» ergab, dass auch hier *Globigerinen* und *Gümbelinen* zurücktreten, *Cibiciden* und *Anomaliden* häufig sind. Die letzten versprechen die wichtigsten Leitfossilien zu liefern. Gemeinsam mit den Schichten der senonen Schreibkreide findet sich *Cibicides constricta* häufig. Die von MUNTHE in der Liste aufgeführte *Pullenia quinqueloba* ist weder mit der tertiären noch mit der obersenonen identisch. Der Wert der *Textularien* aus der Gruppe *T. trochus*, *T. turris* und *Spiroplectammina baubouiniana* wurde oben schon erwähnt. Die beiden sonst in der Oberkreide häufigen *Lenticulinen* (*Cristellarien*) *L. rotulata* und die mit grosser Nabelscheibe versehene *L. comptoni* machen einer leicht berippten Form Platz, die für die schwedischen Danienvorkommen sehr charakteristisch ist. Weder die typische *Lenticulina rotulata* noch *L. comptoni* konnte ich in den Daniengesteinen finden.

Die Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen von Foraminiferen aus der schwedischen Kreide kann man dahin zusammenfassen:

1) In allen Horizonten und in jeder Faziesausbildung finden sich Foraminiferen.
2) Jeder Horizont besitzt typische Arten, die als Leitformen gelten können.

Es sind daher in der Zukunft weitere Untersuchungen der einzelnen Faunen durchzuführen. Dann ist es möglich selbst aus kleinen Gesteinsproben das Alter eines Vorkommens zu bestimmen und besonders Bohrproben, denen Macrofossilien fehlen, könnten genau datiert werden. Sogar Proben von Stoss- und Spülbohrungen liessen sich horizontieren.

Abgesehen von der praktisch geologischen Bedeutung, sind die Ergebnisse der Foraminiferenforschung der schwedischen Kreidesedimente auch palaeontologisch aufschlussreich. So hat die Eriksdalfauna nicht nur Beziehungen zu Nordeuropa, sondern auch zu Nord- und Mittelamerika. Ausserdem lassen sich eine Reihe von Arten namhaft machen die phylogenetisch vieles erklären, z. B. lassen sich in schwedischen Kreidesedimenten Vertreter der Gattung *Eouvigerina* in den verschiedenen Etagen nachweisen, die die eingentümliche Entwicklung der nur auf die Oberkreide beschränkten Gattung zeigen. Bisher fand ich sie sowohl in Eriksdal als auch in der Schreibkreide von Kvarnby, während sie sonst aus Europa nur aus dem Turon von Böhmen, aus der Rügener Kreide und aus unhorizontierter Kreide von England bekannt wurden.

Das reiche Material gestattet weiter systematisch-anatomische Untersuchungen. Im reichen eriksdaler Material konnte der Generationwechsel vieler Arten berücksichtigt werden. Bei einzelnen wurde Trimorphismus, bei anderen nur Dimorphismus festgestellt. Ein weites und viel versprechendes Gebiet, wären variationsstatistische Untersuchungen, die Hand in Hand mit stratigraphischen Untersuchungen gehen müssten.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr LUNDEGREN, VON POST, TROEDSSON ochföredraganden.

Hr S. ELVIUS, lämnade ett kort meddelande om: **Järnockra och myrmalm på Öland.**

Tal. påpekade först, hur berggrundskartans kambro-silur-beteckning nog suggererat mången till att tro, att all mark därstädes har basisk reaktion. Emellertid finnas ovanpå kambrosiluren stora fält av lösa jordarter med sur markreaktion. Så t. ex. de av tal. särskilt studerade »ruinerna» av rullstensåsar på Öland, vid Lindby i Gärdslösa s:n och Rälla Tall — Isgärde i Högsrums och Glömminge s:nar. Stenräkning i grustagen samt i av tal. upptagna borrhål utvisa, att materialet i isälvsgruset och den av havet och vinden utsvämmade sanden till omkring en tredjedel utgöres av urberg (ofta »självätsten» och andra grönstenar) och till två tredjedelar av kambriska sandstenar, som ju innehålla rätt stora kvantiteter svavelkis, markasit och limonit och icke så litet manganockra. Även ölandicus-, tessini- och alunskifferlagren äro ju ock rätt järnhaltiga och ha givetvis även bidragit till att öka sandfältens järnhalt. En järnflytning i rätt stor skala ned mot omgivningens myrar är sålunda ganska förklarlig. Vid flera av järnkällorna utfälles ockra i olika färger. C. v. LINNÉ hade ju vid Isgärde funnit en »käring», som gjorde kyllerfärg. Synnerligen vanlig är därjämte utfällning i eller strax under sandytan av manganhaltiga myrmalmer, slaggstruerade kakmalmer, som att döma av »sinnerskutor» (järnslagger) alldeles i närheten synas ha givit upphov till en icke alltför obetydlig järnhantering, kanske redan före Kristi födelse och sedan under hela järnåldern. Så t. ex. vid Lindby, Sörby, Tjusby och Störlinge i Gärdslösa s:n, Rälla och Rönnerum i Högsrums s:n samt Isgärde och Brostorp i Glömminge s:n. Myrmalmerna äro till följd av markbeskaffenheten rätt sandiga, men, som NAUMANN säger, alloktona ortstenar kunna även representera en étage på vägen mot malmstadiet. Tal. hade iakttagit inom rena ortstensområden en anrikning till svampliknande myrmalmer, som till bildningen erinrade om hur ganska rena ispartier kunna bildas vid frysningen av en lervälling. Ett alltför snävt åtskiljande av ortstenar och myrmalmer torde ej befrämja den viktiga utforskningen av järnets vandringar i naturen. Limonitutfällningar, som förtjäna namnet myrmalm, finnas inom områden med kalkberggrund även på Gotland, i Västergötland, Östergötland, Dalarne, Jämtland, Skåne, Danmark, Tyskland.

Med anledning av föredraget yttrade sig hrr DAHLBLOM, G. LUNDQVIST (se sid. 360 i detta häfte av Förhandlingarna) och föredraganden.

Svenska Mineralogiska Sällskapet.

Mötet den 25 januari 1935.

Närvarande 24 personer.

Till ordförande för 1935 valdes H. von Eckermann och till sekreterare N. H. Magnusson.

Hr A. Westgren höll föredrag om Bestämning av föreningars sammansättning på röntgenkristallografisk väg.

Först sedan det hade fastställts, huru stålens karbider äro uppbyggda, hade det blivit möjligt att fastslå deras formler. I rostfritt stål uppträder en fas $(Cr, Fe)_{23}C_6$, som är en järnsubstituerad kubisk kromkarbid. I kromstål med högre kolhalt förekommer en trigonal karbid $(Cr, Fe)_7C_3$. I s. k. snabbstål ha vi att göra med en kubisk karbid Fe_3W_3C.

Röntgenanalyser av mineral ha under senare år i ett mycket stort antal fall lett till att förut accepterade formler måst revideras. Föredr. kom, sedan han lämnat ett flertal exempel härpå, in på det under senare år mycket omdiskuterade spörsmålet om mullitens byggnad och ansåg för sin del röntgendata tyda på att dess formel är $18Al_2O_3 \cdot 13SiO_2$ och ej $3AL_2O_3 \cdot 2SiO_2$, som man hittills trott.

Med anledning av föredraget yttrade sig hr Aminoff.

Mötet den 19 mars 1935.

Närvarande 25 personer.

Hr L. von Hámos höll föredrag om De nya metoderna inom röntgenspektrografien, med särskild hänsyn till de böjda kristallernas användning.

Inledningsvis redogjorde föredr. för de äldre röntgenspektroskopiska metoderna, som alla använda den s. k. Bragg'ska reflexionen på en plan kristallyta. Röntgenljusets våglängd bestämmes av reflexionsvinkeln φ och gitterkonstanten d. Genom våglängdsbestämningar kan man få reda på röntgenljuskällans kemiska sammansättning. Våglängdsbestämning kan utföras mycket noggrant med de äldre metoderna, som äro följande:

a) Bragg-de Broglie-metoden,
b) Seemann's »Schneidenmethode»,
c) Rutherford's genomstrålningsmetod (för de kortaste vågorna).

Emellertid är det i vissa fall önskvärt att stegra spektras intensitet över det värde, som kan uppnås genom reflexion på ett enda ställe av kristallen.

Ett försök att skapa en spektrograf med större effektivitet är den Soller'ska ionisationsspektrometern.[1] I denna reflekteras ett brett strålknippe, vilket före och efter reflexionen passerar parallella bländaresystem, varigenom större delen utav kristallen deltar samtidigt i reflexionen.

Även genom användning av flera »Schneidenspektrografer», som äro placerade på en cirkelperiferi, kan intensiteten ökas. Du Mond och Kirkpatrick[2] ha konstruerat en sådan multikristallspektrometer bestående av 50 stycken kalkspatkristaller.

Det finns emellertid ett konstruktivt mycket enklare sätt att stegra röntgenspektras intensitet, nämligen att i stället för plana kristaller använda cylindriskt böjda kristaller. Det var redan år 1916, som G. Gouy[3] föreslog att genom ett böjt glimmerblad fokusera de reflekterade röntgenstrålarna, men det dröjde till 1930, innan sådana spektrografer blevo praktiskt utarbetade.

Under antagande, att den böjda kristallen är på varje punkt av ytan kristallografiskt parallellorienterad med tangentialplanet, finns det tre möjligheter för strålgången. I fig. 1 a), b) och c) äro dessa metoder schematiskt illustrerade.

Metoden i fig. 1 a) utarbetad av H. Johann[4] och senare förbättrad av T. Johansson,[5] använder den cylindriska kristallen i sådant läge, att planet, som innehåller den infallande och reflekterade strålen är orienterat vinkelrätt mot kristallens rotationsaxel. Det behövs i detta fall ingen spalt mellan strålkällan och kristallen.

Metoden i fig. 1 b), utarbetad av Y. Cauchois[6] och fullkomnad av E. Carlsson,[7] använder liksom Rutherfords genomstrålningsmetod reflexion på gitterplan, som gå tvärs över kristallen. Spalt behövs ej heller här.

---

[1] Soller, Walter, Phys. Rev. 24, 158 (1924).
[2] Du Mond, J., and H. Kirkpatrick, Phys. Rev. 35, 136 (1930).
[3] G. Gouy, Ann. de Phys. (9) 5, 241 (1916).
[4] H. Johann, ZS. f. Phys. 69, 185 (1931).
[5] T. Johansson, ZS. f. Phys. 82, 508 (1933).
[6] Y. Cauchois, Journ. Phys. et Rad. 7. III. 320 (1932).
[7] E. Carlsson, ZS. f. Phys. 84, 120 (1934).

Som figuren visar, äger såväl i fallet a) som i fallet b) fokusering rum, d. v. s. strålar, som reflekteras på kristallens olika punkter förenas till ett gemensamt spektrum. Emellertid är intensitetsvinsten icke särskilt betydande om röntgenljuskällan, alltså provet, som skall analyseras, har ringa dimensioner. Särskilt vid CAUCHOIS-metoden samlas ljuset ifrån ett utbrett infallande strålknippe.

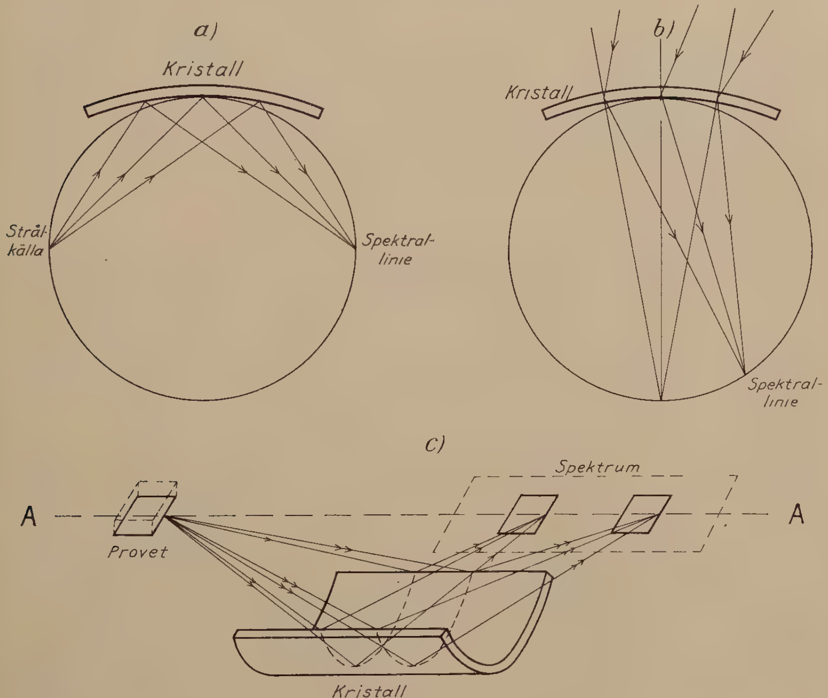


Fig. 1.

Däremot kunna böjda kristaller användas efter GOUY[1] på så sätt, att infallande strålar, som utgå från samma punkt, återförenas igen efter reflexionen. I så fall ligga de infallande och de reflekterade strålarna samt kristallens rotationsaxel i samma plan, som fig. 1 c) visar. Kristallen verkar då på samma sätt som en vanlig optisk lins. En sådan spektograf har byggts av föredr.[1] med cylindriska stensaltkristaller, som är böjda till omkring 15 mm radie. Kristallens radie är däremot vid metoderna a) och b) omkring 500 mm! Föredr. använder vidare en spalt, som begränsar det infallande strålknippet.

---

[1] L. v. HÁMOS, Ann. d. Phys. 17, 716 (1933) och 19, 252 (1934).

Denna strålgång har även använts av föredr.[1] för en principiellt ny metod av materialundersökning, genom att ersätta spalten med ett prov, som själv emitterar karakteristiska våglängder. Man får för varje våglängd en särskild bild av provets yta, som visar fördelningen av ett visst grundämne på ytan. Därigenom, att alla strålar, som utgå från provet till kristallen, återförenas igen i den monokromatiska bilden, får man största möjliga intensitet i förhållande till provets massa. Men också det förhållandet, att man ej får en genomsnittsanalys, utan en bild av provets kemiska struktur, gör att metoden kommer att få användning inom mineralogien och metallografien för lösandet av kemiska problem, som ej kunna lösas med andra analytiska metoder.

Med anledning av föredraget yttrade sig hr Westgren och föredraganden.

---

[1] L. v. Hámos, Nature 134, 181 (1934).

Geolognytt.

Kungl. Vetenskapsakademien har till preses under det ingångna nya Akademiåret valt Överdirektör Axel Gavelin. Vidare har Akademien tillerkänt Prof. Ivar Högbom Arnbergska belöningen, 1 200 kr., för hans arbete »Mineral Production. A study in Trend and Geographical Displacement.»

Fil. Dr A. Lundegren har från Hierta-Retzius' stipendiefond erhållit 1 500 kr. för fortsatt bearbetning av kritfossil från djupborrningen vid Kullemölla.

Amanuensen F. Hjulström har av Vetenskapsakademien erhållit ett reseunderstöd å 300 kr. för morfologisk utredning av kambro-silurområdets gräns mot urberget inom Jämtland.

Fil. Kand. Sture Landegren har ur Jernkontorsfonden för bergsvetenskaplig forskning erhållit 2 500 kr. för geokemiska undersökningar av svenska järnmalmer och sulfidmalmer vid universiteten i Freiburg och Göttingen.

Fil. Lic. T. Krokström har erhållit Lennanders mellersta stipendium, 2 160 kr., för studier inom Sörmlandsgnejsens västra område.

Fil. Lic. W. Larsson har ur Liljevalchs och Bjurzons stipendiefonder erhållit 1 200 kr. för kvantitativa fältstudier beträffande gränsområdet mellan västra och östra Sverige samt hyperiternas roll inom kartbladen Mariestad, Otterbäcken, Väse och Kristinehamn.

Ur Humanistiska fonden ha bl. a. följande anslag utdelats: till Amanuensen Sten Florin 2 000 kr. för undersökning av Södermanlands bebyggelsehistoriska utveckling under stenåldern; till Fil. Mag. Nils Friberg 1 500 kr. för undersökningar om det svenska vägväsendets utveckling med särskild hänsyn till Gästrikland; till Prof. H. Munthe 600 kr. för utarbetande av ett kapitel över människans invandringshistoria i relation till olika senkvartära skeden förnämligast i vårt land.

Från Stiftelsen Lars Hiertas Minne ha bl. a. följande understöd utdelats: till Prof. G. De Geer 5 000 kr. för en sammanfattande framställning av den sista inlandsisens avsmältning i Sverige; till Fil. Dr H. Hedström 600 kr. för bearbetning av Gotlands silurtrilobiter och brachiopoder; till Fil. Mag. G. Lohammar 700 kr. för komplettering av undersökning över sjöarnas vegetation och kemi i nordligaste Sverige; till Fil. Dr Erik Nilsson 2 000 kr. för renritning av kartor m. m. från Abessinien-expeditionen; till Fil. Lic. S. Thunmark 1 500 kr. för limnologiska undersökningar i Sydsverige; till Docenten G. Troedsson 1 000 kr. för undersökning av nordvästra Skånes berggrund.

Från Huitfeldtska stipendiefonden i Göteborg har Fil. Stud. Arne Sandell, Lund, erhållit 400 kr. till morfologiska studier inom urbergsterrängen och Dalslandsformationen.

Fil. Dr Gunnar Booberg har förordnats till direktör för kulturavdelningen vid Javas sockerindustris försöksstation i Pasoeroean.

Den 6 april försvarade i Lund Fil. Lic. Sven Palmqvist en avhandling med titeln: Geochemical Studies on the Iron-Bearing Liassic Series in Southern Sweden (Medd. fr. Lunds Geol.-Min. Inst. No. 60). Opponenter voro Docenterna Rolf Norin och Erik Larsson.

Fil. Lic. D. Malmqvist, som på ett Liljevalchs stipendium vistas i Tyskland och hos Prof. Schneiderhöhn i Freiburg avslutat en undersökning över arsenikkisens optik (påbörjad i Uppsala), är f. n. hos Prof. V. M. Goldschmidt i Göttingen sysselsatt med en spektroskopisk undersökning av metallkoncentrationer i Skelleftefältets svarta skiffrar.

Bergsmannakongress.

Internationella kongressen för gruvbrytning, metallurgi och tillämpad geologi, som höll sitt sjätte sammanträde i Liège 1930, sammanträder härnäst i Paris den 20—26 oktober 1935. Kongressen arbetar på tre sektioner, vilkas omfattning framgår redan av namnet. Det preliminära programmet upptager ett stort antal överläggningsämnen inom följande huvudgrupper. Sektionen för gruvbrytning: allmänna anordningar vid gruvor, kolgruvor, malmgruvor och petroleum; Sektionen för metallurgi: framställning av tackjärn, av andra metaller än järn även elektrolys och elektrometallurgi, järnlegeringar, legeringar av andra metaller, gjuteriteknik, metallers bearbetning, behandling och användning samt provning; Sektionen för tillämpad geologi: fyndigheter, petroleum, geologiens tillämpning vid allmänna arbeten och jordbruket, hydrologi, geofysik m. m.

Kongressens organisationskommitté, vars president är M. Léon Guillet, har sitt sekretariat förlagt till 1 rue Montgolfier, Paris (3^e).

En svensk kommitté för kongressen har bildats med Professor G. Bring, Överdirektör A. Gavelin, Fil. doktor Axel Lindblad, Kommerserådet K. Sidenvall och Direktören Fil. doktor Axel Wahlberg såsom medlemmar.

Ur Längmanska kulturfonden ha anslag utdelats bl. a. till: Prof. G. De Geer för en möjligast omfattande publikation av den svenska tidsskalans material; till Prof. O. Eneroth för en pollenanalytisk undersökning av den postglaciala skogens historia inom Norrbottens län; till Fil. Lic. T. Krokström för utförande av kemiska analyser på bergarter tillhörande den stora diabasgången vid Hällefors i Södermanland.

Ett cirkulär, daterat Moskwa januari 1935, med inbjudan till den 17-de Internationella Geologkongressen i Ryssland 1937 har nyligen ankommit och finnes tillgängligt hos sekreteraren.

Sveriges geologiska undersöknings fältarbeten 1935.

Statsgeologen S. Johansson utför agrikulturgeologiska och hydrogeologiska specialundersökningar å olika marktyper i södra Sverige samt reviderar jordarterna på kartbladet Lidköping.

Statsgeologen R. Sandegren avslutar kartläggningen på kartbladet Forshaga och reviderar jordarterna på samma kartblad samt fortsätter jordartskartläggningen på kartbladet Horndal. Extrageologer: A. Bergdahl, O. Claesson, J. A. Bergquist.

Statsgeologen N. Sundius reviderar berggrunden för beskrivning till kartbladet Lidköping samt utför i anslutning därtill kompletterande undersökningar rörande de tekniskt nyttiga bergarterna på Kinnekulle.

Statsgeologen N. H. Magnusson övervakar berggrundskartläggningen på kartbladet Smedjebacken, reviderar berggrunden på kartbladet Forshaga samt utför malmgeologiska undersökningar inom den mellansvenska bergslagen, huvudsakligen för ett sammanfattande arbete rörande dennas järnmalmsfyndigheter.

Statsgeologen G. Lundqvist fortsätter den geologiska kartläggningen på kartbladet Smedjebacken samt leder i anslutning därtill instruktionskursen i geologisk kartering för nyantagna extrageologer. Extrageologer: S. Hjelmqvist, O. Kulling, R. Norin, H. Thomasson och F. E. Wickman.

Statsgeologen B. Asklund reviderar berggrunden på kartbladet Gävle, leder och övervakar undersökningarna över södra Sveriges svarta graniter samt utför praktiskt-geologiska undersökningar inom Jämtlands län. Extrageolog: Chr. Enberg.

Statsgeologen E. Granlund slutför den praktiskt geologiska kartläggningen av jordarterna nedanför odlingsgränsen i Västerbottens län samt företager översiktliga undersökningar av jordarterna ovan odlingsgränsen i samma län. Extrageologer: Hj. Bjurulf och C. Larsson.

Statsgeologen A. Högbom undersöker och övervakar kartläggningen av berggrunden inom Västerbottens län samt undersöker malmanledningarna inom Västerbottens läns fjälltrakter. Extrageologer: T. Krokström, V. Larsson och O. Gabrielsson.

Geologen G. Ekström fortsätter den geologiska undersökningen av jordarterna på kartbladet Lund samt utför i övrigt hydrogeologiska och agrogeologiska undersökningar inom utvalda specialområden. Extrageolog: F. Rengmark.

Fil. lic. P. Thorslund utför (i samarbete med statsgeologen Asklund) praktiskt geologiska undersökningar och stratigrafiska utredningar av de kalkstensförande områdena i Jämtlands län samt reviderar kalkstensområdet vid Siljan i Dalarna.

Fil. doktor S. Hjelmqvist utför (i samarbete med statsgeologen Magnusson) malmgeologiska specialundersökningar inom den mellansvenska bergslagen.

Geologen J. Eklund utför malmgeologiska utredningar inom de nedre delarna av Västerbottens län.

Gruvingenjören A. Barkenberg leder de gruvtekniska undersökningsarbetena inom de nedre delarna av Västerbottens län. Biträdande gruvingenjör: E. Husberg.

Fil. lic. S. Gavelin utför malmgeologiska specialundersökningar inom Skelleftefältsfyndigheterna i Västerbottens län.

Fil. doktor G. Beskow utför väggeologiska fältutredningar inom utvalda områden i olika delar av landet.

Professor P. Geijer bedriver utredningar för den sammanfattande framställningen av den mellansvenska bergslagens järnmalmsfyndigheter.

Förutom ovan uppräknade undersökningar utföras specialutredningar rörande inom olika delar av landet uppkommande praktiskt-geologiska eller vetenskapliga frågor enligt instruktioner som för varje fall särskilt meddelas.

N:r 307. Mars–April 1935

ANNONSBILAGA

TILL

GEOLOGISKA FÖRENINGENS FÖRHANDLINGAR.

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:

Ser. Aa Geologiska kartblad i skalan 1 : 50 000 med beskrivningar.

		Pris kr.
N:o 121	*Skövde* av H. Munthe, A. H. Westergård och G. Lundqvist. 2 uppl. 1928	4,00
› 144	*Nyed* av N. H. Magnusson och G. Assarsson 1929	4,00
› 156	*Ronehamn* av H. Munthe, J. E. Hede och L. von Post 1925 . . .	4,00
› 157	*Skrikerum* av R. Sandegren och N. Sundius 1926	4,00
» 158	*Valdemarsvik* av R. Sandegren och N. Sundius 1928	4,00
› 159	*Gusum* av B. Asklund, G. Ekström och G. Assarsson 1928	4,00
› 160	*Klintehamn* av H. Munthe, J. E. Hede och G. Lundqvist 1927 . .	4,00
› 161	*Gotska Sandön* av Henr. Munthe 1924	2,00
» 162	*Karlsborg* av A. H. Westergård, H. E. Johansson och N. Willén 1926	4,00
» 163	*Mariestad* av A. H. Westergård, A. Högbom och N. Willén 1925 .	4,00
› 164	*Hemse* av H. Munthe, J. E. Hede och L. von Post 1927	4,00
› 165	*Filipstad* av N. H. Magnusson och E. Granlund 1928	4.00
» 166	*Lurö* av R. Sandegren 1927	4.00
› 167	*Säffle* av N. H. Magnusson och L. von Post 1929	4,00
› 168	*Malingsbo* av A. Högbom och G. Lundqvist 1930	4,00
› 169	*Slite* av H. Munthe, J. E. Hede och G. Lundqvist 1928	4,00
› 170	*Katthammarsvik* av H. Munthe, J. E. Hede och G. Lundqvist 1929	4,00
› 171	*Kappelshamn* av H. Munthe, J. E. Hede och G. Lundqvist 1933 .	4,00
› 172	*Lugnås* av G. Lundqvist, A. Högbom och A. H. Westergård 1931	4,00
› 173	*Göteborg* av R. Sandegren och H. E. Johansson 1931	4,00
» 174	*Karlstad* av N. H. Magnusson och R. Sandegren 1933	4,00
› 175	*Nya Kopparberget* av N. H. Magnusson och G. Lundqvist 1932 .	4,00
» 176	*Storvik* av B. Asklund och R. Sandegren 1934	4,00
» 177	*Grängesberg* av N. H. Magnusson och G. Lundqvist 1933	4,00

Ser. Ba Översiktskartor.

N:o 11	Översiktskarta över Södra Sveriges myrmarker (Boggy ground in Southern Sweden). Efter de geologiska kartbladen utg. av S. G. U. 1 : 500 000. 1923. Med beskrivning av L. von Post 1927	6,00
› 12	Kvartärgeologisk karta över Stockholmstrakten. Skala 1 : 50 000. 1929.	5,00
	Stockholmstraktens kvartärgeologi, av G. De Geer. Beskrivning till kvartärgeologisk karta över Stockholmstrakten. Bilaga med specialundersökningar. With English Explanations. 1932	3,00

Ser. C.

Årsbok 24 (1930).

N:o 364	Sahlström, K. E., A seismological map of Northern Europe. With one Plate. 1930	0,50
› 365	Nordqvist, Hj., Granitindustrien i Förenta staterna. Med 2 tavlor. 1931	5,00
› 366	Geijer, Per, Berggrunden inom malmtrakten Kiruna—Gällivare—Pajala. Med en karta. Summary: Pre-cambrian geology of the iron-bearing region Kiruna—Gällivare—Pajala. 1931	4,00
› 367	Geijer, Per, The Iron Ores of the Kiruna type. Geographical distribution, geological characters, and origin. 1931	1,00

Årsbok 25 (1931).

Pris kr.

N:o 368 Granlund, E., Kungshamnsmossens utvecklingshistoria jämte pollenanalytiska åldersbestämningar i Uppland. 1931 1,00
» 369 Högbom, A., Praktiskt-geologiska undersökningar inom Jokkmokks socken sommaren 1930. Med 3 tavlor. Summary: Practical investigations in the parish of Jokkmokk in the summer 1930. 1931 . . . 2,00
» 370 Sahlström, K. E., Jordskalv i Sverige 1926—1930. Med en karta. Resumee: Erdbeben in Schweden 1926—1930. 1931 1,00
» 371 Flodkvist, H., Kulturtechnische Grundwasserforschungen. 1931 . . . 5,00
» 372 Westergård, A. H., Diplocraterion, Monocraterion and Scolitus from the lower Cambrian of Sweden. With ten Plates. 1931 2,00

Årsbok 26 (1932).

N:o 373 Granlund, E., De svenska högmossarnas geologi. Deras bildningsbetingelser, utvecklingshistoria och utbredning jämte sambandet mellan högmossbildning och försumpning. Resümee: Die Geologie der schwedischen Hochmoore. 1932 4,00
» 374 Sundius, N., Über den sogenannten Eisenanthophyllit der Eulysite. 1932 0,50

Årsbok 27 (1933).

N:o 376 Hadding, A., Den järnmalmsförande lagerserien i sydöstra Skåne. English Summary. 1933. 1,00
» 377 Asklund, B., Vemdalskvartsitens ålder. 1933 1,00
» 378 Thorslund, Per, Bidrag till kännedomen om kambrium och ceratopygeregionen inom Storsjöområdet i Jämtland 0,50
» 379 Untersuchungen über Zement.
1. Sundius, N., Die mineralogische Beschaffenheit des Schmelzzemente von Valleviken, Schweden, und von Ciment fondu der Soc. An. des Chaux & Ciment de Lafarge et du Teil, Frankreich.
2. Assarsson, G., Die Reaktion zwischen Tonerdezement und Wasser. 1933 2,00
» 380 Ekström, Gunnar, Agrogeologiska undersökningar vid Svalöv. Med 4 tavlor. Zusammenfassung: Agrogeologische Untersuchungen bei Svalöv. 1934 5,00

Årsbok 28 (1934).

N:o 381 Westergård. A. H., En kvartär Stromatolitkalksten från Bohuslän. Med 13 tavlor. Summary: A Quaternary Stromatolitic Limestone from Bohuslän, Sweden. 1934 2,00
» 382 Asklund, B. och Thorslund, P., Fjällkedjerandens bergbyggnad i norra Jämtland och Ångermanland. Med 4 tavlor. 1935 2,00
» 383 Arrhenius, O., Fosfathalten i skånska jordar. Med 4 Tavlor. Summary: The Phosphate content in Scanian soils. 1934 3,00

Ser. Ca Avhandlingar och uppsatser i 4:o.

N:o 22 Geijer, Per, Gällivare malmfält. Geologisk beskrivning Med 4 tavlor. With a summary: Geology of the Gällivare iron ore field. 1930 . . 10,00
» 23 Magnusson, N. H., Långbans malmtrakt. Geologisk beskrivning. Med 10 tavlor. Summary: The iron and manganese ores of the Långban district. 1930 8,00

Distribueras genom *Generalstabens Litografiska Anstalt, Stockholm 1.*

Fil. Dr. NAIMA SAHLBOM

Speciallaboratorium

för

Mineral-, Bergarts- och Vattenanalyser.

Radioaktivitetsmätningar m. m.

Telefon 10 33 72

Eriksbergsgatan 13 Stockholm

Katalog N:o 267

Geologi. Mineralogi. Bergsvetenskap. Bruks-, Gruv- och Industrihistoria.

Katalog N:o 284

Geofysik. Geologi.

Katalog N:o 291

Matematik, Fysik, Kemi.

BJÖRCK & BÖRJESSON

ANTIKVARIAT-BOKHANDEL

Drottninggatan 62 - Stockholm

BERGSINGENJÖR

FREDRIK MOGENSEN

LUDVIKA Telefon 58

Malmletning

Gruvbrytning

Anrikning

Härmed riktas en allvarlig uppmaning till författarna i Geol. Föreningens Förhandlingar att avlämna tydliga, slutgiltiga och väl genomsedda samt helst maskinskrivna manuskript.

Särskilt bör uppmärksamheten ägnas åt strängt genomförd konsekvens beträffande skrivningen av namn, latiniserade ordformer och tekniska uttryck, samt åt stilformernas riktiga betecknande (*kursiv*, spärrad, KAPITÄLER). Kursivstil användes blott för latinska namn (ej för att understryka vikten av visst textinnehåll). Spärrad stil användes för att framhäva vissa ord eller meningar i texten. Kapitäler användas för alla personnamn. I manuskriptet utmärkes:

spärrning med 〰〰〰〰

KAPITÄLER » ════════

kursiv » ────────

Konsekvens i förkortningar är i hög grad önskvärd. Följande detaljer kunna uppmärksammas:

km dm m (antikva utan punkt).

dr (doktor), prof. (professor), hr (herr).

Titel angives blott första gången författare citeras, men upprepas ej onödigtvis.

Korrekturläsning åligger förf. **Red.**

Separat av de i Geologiska Föreningens Förhandlingar 1928, H. 2 ingående uppsatserna:

Erik Granlund, Landhöjningen i Stockholmstrakten efter människans invandring. Pris 0.75 kr. och

Henr. Munthe, Drag ur den senglaciala utvecklingen av Billingen—Falbygden med omnejd. Pris 1.50 kr.

kunna rekvireras hos Nordiska Bokhandeln, Stockholm, eller direkt från Geologiska Föreningen, Stockholm 50.